

Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana

Joan Guimerà Roso

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

UNIVERSITAT DE BARCELONA

DEPARTAMENT DE GEOLOGIA DINAMICA, GEOFISICA I PALEONTOLOGIA

**ESTUDI ESTRUCTURAL DE
L'ENLLAÇ ENTRE LA SERRALADA
IBERICA I LA SERRALADA
COSTANERA CATALANA**

VOLUM I

JOAN GUIMERA

BARCELONA, GENER DE 1988

**5 .
PERIODE DISTENSIU :
MACROSTRUCTURES
I DIPOSITS SINTECTONICS**

Dins aquest capítol passo a descriure les macrostructures formades durant la distensió neògena posterior a la compressió. Aquestes macrostructures distensives es van sobreimposar a les compressives en extenses àrees de la regió estudiada i, sovint, les mateixes falles que van formar-se o actuar durant la compressió les que són reaprofitades i juguen d'una manera diferent i, fins i tot, oposada, tal com ja fou observat per diversos autors (LLOPIS, 1947, FONTBOTE, 1954, etc.); aquest fet s'observa, com veurem, a totes les escales.

El capítol comença amb la descripció de l'estructura de les grans fosses litorals i dels sediments que les rebleixen i d'altres estructures i cubetes terciàries d'estensió menor que es troben a l'extrem meridional de la regió estudiada. Finalment faig una recapitulació de les macrostructures i de la seva edad de formació --a partir de l'edat dels sediments que s'hi relacionen--.

5.1: FOSSA DEL VALLES-PENEDES. (MAPA 5, LAM. 1, talls I, II i III).

Es una depressió tectònica allargada en direcció NW-SE, amb més de 100 Km de longitud i una amplada màxima de 12 a 14 Km; està reblerta de materials neògens amb una potència màxima de 3000 metres (ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983). La falla NW-SE del Llobregat la divideix aproximadament en dues meitats i desplaça els seus límits NW i SE amb una separació horitzontal dextrògira de l'ordre de

8 Km; aquest fet permet dividir la fossa en la del Vallès al nord-est i la del Penedès al sud-oest.

El seu límit nord-oest el determina la falla del Vallès-Penedès, que la separa de la banda deformada del mateix nom; aquesta falla, durant el Neogen, va tenir un salt vertical màxim de l'ordre de 3 Km que en altres sectors no ultrapassa els 2 Km.

Les falles que limiten la fossa pel costat sud-est tenen una continuïtat lateral i uns salts verticals molt inferiors als de la falla del Vallès-Penedès: normalment només atenyen uns pocs centenars de metres; localment el límit arriba fins i tot a estar marcat per la discordança dels materials neògens sobre el substrat mesozoic o hercinià, sobretot a partir dels materials d'edat burdigaliana superior-langhiana al sector del Penedès (CABRERA, 1981).

A partir de les dades que forneixen els estudis sísmics i gravimètrics existents (C.G.S???, CASAS i PERMANYER, 1982; CASAS, ROCA i POUS, ??? i HERNANDEZ, 1985) es dedueix que el substrat de la fossa no presenta un pendent constant cap al nord-oest, tal com s'havia suposat en els treballs clàssics (LLOPIS, 1947 i FONTBOTE, 1954) a partir de la diferència de magnitud en el salt de les falles que la limiten a les dues vores. El seu substrat es troba afectat per falles que determinen zones més elevades i d'altres més subsidents. Entre aquestes falles dominen les orientades NE-SW, però també n'hi ha de NW-SE que solen tenir un salt més petit i una extensió menor; la interferència d'aquests dos sistemes de falles pot arribar a diferenciar horsts i gràbens en forma de dau, generalment, però, allargats en sentit NE-SW.

El treball d'HERNANDEZ (1985) mostra que, al Penedès, la falla del Vallès-Penedès que limita la fossa pel nord-oest no és la de salt vertical més important, sinó que ho és una altra que es troba uns 3 Km cap a l'interior de la fossa; el mateix fet es produeix a l'extrem sud-occidental del Penedès, on la falla que separa la fossa del horst de Bonastre no és la de salt més important, i ho és una altra situada 1.5 Km cap a l'interior; en els dos casos, aquestes falles més importants són difícils de deduir a partir de les dades de superfície.

Com a conseqüència d'aquesta estructura, la fondària a què es troba el substrat premiocè varia força. A prop de la falla del Vallès-Penedès és on aquesta fondària és més gran i pot arribar a superar els 3 Km, mentre a Granollers un sondatge va trobar el substrat a 799 m; prop de la vora sudest la fondària torna a augmentar i, a Rubí, les dades sísmiques indiquen que es troba al voltant de 2000 m, però disminueix ràpidament cap al sudest. Al Penedès, el sondatge de Martorell-I va tallar el substrat a 2247 m, però les fondàries semblen ser, en general, més petites --el sondatge de Sant Sadurní va trobar el substrat a 850 m.

Alguns dels blocs més elevats arriben a fer aflorar materials mesozoics a l'interior de la fossa (Pacs i Vilobí, al Penedès). Segons HERNANDEZ (1985) l'aflorament de Vilobí és la continuació del horst de la unitat del massís de Bonastre, mentre que l'aflorament de Pacs enllaça amb el massís de Garraf a través d'una zona elevada orientada NW-SE.

El cabussament de les capes neògenes és, en general, cap al NW, amb plecs suaus i inflexions produïdes en adaptar-se a l'estructura en blocs del substrat; només prop de la falla del Vallès-Penedès prenen les capes un cabussament cap al SE. Els cabussaments són suaus, molt rarament inferiors a 30° ; només en alguns punts arriben a tenir valors molt més elevats, per exemple a la Colònia Sedó, on la falla del Vallès-Penedès s'inflexiona, pren una orientació més E-W i convergeix amb la falla del Llobregat; en aquest punt les capes, just en contacte amb la falla atenyen un cabussament de 70° a 80° cap al sud.

El moviment de les falles que limiten la fossa és normal, pel que fa al seu component vertical. Molt rarament he pogut observar estries sobre els plans de falla principals que la limiten; el lloc on més clarament ho he pogut fer és a l'estació GCAT121 (Els Arboçars, prop de Vilafranca del Penedès, a la vora sudest de la fossa; vegeu l'Apèndix): sobre plans de falla conjugats de mida hectomètrica a quilomètrica orientats NE-SW, s'observen estries ben desenvolupades, que indiquen un moviment normal amb un cert component dextre; el pitch de les estries varia entre 60° i 80° però, en un cas, és de 45° (FIG. 5.1). També sobre els plans de falla de mida similar als anteriors que limiten pel sudest el horst amb materials mesozoics de



FIGURA 5.1:

L'Arboçar (SE de Vilafranca del Penedès). Calcàries i lutites del Miocè inferior. Falla d'escala hectomètrica orientada NE-SW que conté estries normal-sinistres amb un pitch de 45° SW.

Pacs s'hi poden observar estries amb un component normal dominant, i un component direccional variable en funció de l'orientació del pla de falla.

Hi ha, però, una localitat on la falla que limita la fossa ha tingut un moviment lleugerament invers. Això es produeix a l'est de Martorell, on la falla del Llobregat (NW-SE) posa en contacte materials del sòcol hercinià amb materials neògens; tal com s'observa a la via del tren, aquesta falla cabussa una 80° cap al sudoest i posa els materials paleozoics del llavi sudoest sobre els neògens del llavi nordest.

Prop de la vora sudest de la fossa però ja a l'interior del massís de Garraf hi ha unes petites fosses en les que també s'ha produït sedimentació de materials miocens. Són les fossetes de Sant Andreu de la Barca (limitada per falles NE-SW) i de l'Ordal i d'Olesa de Bonesvalls (limitades per falles orientades aproximadament NE-SW i NW-SE, que els donen en planta a geometria poligonal irregular.

Els materials més antics datats que es troben a l'interior de la fossa --a Campins-- són d'edat oligocena (ANADON, 1974 i ANADON i VILLALTA, 1977); però tal com ja va observar FONTBOTE (1954) estan plegats i afectats pel joc invers de la falla del Vallès-Penedès. Els més antics datats lligats al joc normal de les falles que limiten la fossa són d'edat burdigaliana inferior-languiana, i marquen l'edat mínima de l'inici del desenvolupament de la fossa, que podria ser, fins i tot, anterior, ja que hi ha, per sota d'ells, materials no datats.

El rebliment neogen de la fossa pot agrupar-se en dos cicles, un d'inferior d'edat exclusivament miocena separat, per una disconformitat, del superior, d'edat fonamentalment pliocena (CABRERA, 1979, GALLART, 1981 i ANADON, CABRERA, CALVET *et al.*, 1983). El cicle inferior està compost de quatre unitats: 1) unitat detrítica basal --separada per un paleorelleu del substrat, generalment kàrstic quan aquest és mesozoic mesozoic--, 2) complex continental inferior, 3) complex marí i de transició i 4) complex continental superior; l'edat dels materials d'aquest cicle varia des de com a mínim el Burdigalià inferior fins al Miocè superior. El cicle superior fossilitza un paleorelleu desenvolupat

sobre els materials anteriors i afloren preferentment als sectors pròxims a les fractures que limiten la vora N de la fossa; està format per successions siliciclàstiques poc potents, i la unitat més característica és els conglomerats de Riudebitlles.

El desenvolupament de la fossa es continuaria durant tot el Neogen fins a l'actualitat. Les possibles deformacions més recents han estat estudiades per DE MAS (1983a i b), que observa, als materials plio-quadernaris, diversos nivells de terrasses i d'aplanament que indiquen desnivellaments de l'ordre d'alguna desena de metres com a màxim i canvis bruscos de pendent que coincideixen amb alineacions NW-SE i NE-SW visibles en fotografia de satèl.lit. Segons aquest autor, aquestes deformacions estarien relacionades amb el joc normal de falles d'aquestes dues direccions.

5.2: FOSSES LITORALS. (MAPA 5, LAM. 1, talls I i II).

Són petites fosses situades al sud-est de la fossa del Vallès-Penedès vorejant la costa: el pla de Barcelona, la fossa del Baix Llobregat i la fossa de Vilanova-Sitges.

El pla de Barcelona està separat de la Serra de Collserola per una falla NE-SW actualment coberta per materials quadernaris que, al seu torn, es troben afectats per petites falles normals (LLOPIS LLADO, 1942); a l'interior del pla hi ha petits horsts de materials paleozoics limitats per falles d'orientació similar (Vallcarca, el Puget, etc.).

La fossa del Baix Llobregat s'ha format sobre l'extrem sud-est de la falla del Llobregat, on aquesta interseca amb la Serralada Litoral. Té una orientació NW-SE i només s'hi van depositar materials a partir del Pliocè.

La fossa de Vilanova-Sitges es troba pràcticament situada a l'interior del massís de Garraf i limitada pel nord-oest per una falla normal orientada ENE-WSW.

Els materials més antics que afloren a l'interior del pla de Barcelona --a Montjuïc-- són gresos i lutites marines d'edat serravaliana-tortoniana (ALMERA, 1899 i MAGNE, 1978). A la fossa del Baix Llobregat són lutites, gresos i bretxes d'origen marí i dipòsits conglomeràtics continentals (ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983), d'edat pliocena mitjana-superior. La successió estratigràfica neògena de la fossa de Vilanova-Sitges és similar a la descrita a la fossa del Vallès-Penedès. En aquestes tres fosses, l'extensió dels afloraments prequaternaris és molt reduïda, i la major part de la seva extensió està ocupada per materials quaternaris que poden superar els 20 m de gruix.

5.3: FOSSA DEL CAMP. (MAPA 5, LAM. 1, tall IV).

No hi ha un gran coneixement de l'estructura d'aquesta fossa degut a la pobresa dels afloraments de materials miocens, coberts --igualmente que la major part de les falles que la limiten-- per materials posteriors plioquaternaris. Té unes característiques similars a la fossa del Vallès-Penedès.

Està limitada per falles normals orientades NE-SW ben evidents a la vora nord-est amb un salt vertical que pot arribar a un màxim de 1500 m (GUIGON et al., 1973). Les falles que la limiten pel sud-est tenen salts menors i, en general, estan fossilitzades per materials miocens del rebliment de la fossa. Cap al nord-est està limitada per la falla del Pont d'Armentera, d'orientació WNW-ESE, que separa la fossa del massís del Gaià; cap al sud-oest no es veu el seu límit, ja que aquest es troba sota el mar.

Les dades geofísiques (AMIGO, 1976; IGME-QUEROL, ????) indiquen la presència a l'interior de la fossa de falles NE-SW que, cap al sud, s'inflexionen i prenen una orientació més pròxima de NNE-SSW.

El rebliment neogen té una successió similar a la del Penedès (ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983). Comença amb una unitat detrítica basal discordant sobre el Mesozoic,

LANGHIANA

d'edat suposadament aquitaniana-burdigaliana basal; damunt hi ha un episodi escullós poc potent i un complex marí i de transició molt desenvolupat, d'edat burdigaliana superior-languiana. La transgressió marina no va arribar a travessar el traçat actual del Francolí. Al sondatge de Reus I, situat 4 Km al sud d'aquesta població es va tallar una potència de materials del miocè mitjà-superior de 1066 m.

Damunt s'hi troba un complex continental poc estudiat que comprén uns nivells inferiors d'edat poc segura --vallesià-turolià segons ANADON, CABRERA, CALVET et al., (1983) i vallesià-pontià segons GALLART (1985)--, i uns materials superiors d'edat pliocena. A l'extrem nordoriental, damunt dels materials pliocens s'hi troben els quaternaris; per la seva extensió i pel seu gruix suggereixen (segons GALLART et al., 1985) una continuació recent de la subsidència. Al sondatge de Reus I, el gruix de materials plio-quaternaris trobat és de 300 m.

5.4: DEPRESSIO DEL PLA DE BURGAR.

S'ha desenvolupat durant el Plio-Quaternari. S'ha sobreimposat damunt la depressió de Móra i la Zona d'Enllaç, s'orienta aproximadament N-S i l'única falla que la limita clarament identificable és a la seva vora occidental, a Miravet, amb una orientació també N-S.

5.5: FOSSES DEL BAIX EBRE I BAIX MAESTRAT. (MAPA 5, LAM. 1, talls V i VI).

Formen un conjunt de fosses orientades NNE-SSW que es troben al costat oriental de la regió estudiada i al sud del front d'encavalcaments de Portalrubio-Vandellós, o sigui, a l'interior de la Zona d'Enllaç.

El seu límit occidental el defineix la falla del Baix Ebre que s'identifica clarament d'una manera contínua des de

Xerta fins al SW de Sant Mateu; a partir d'aquest punt cap al S es pot continuar l'alineació mitjançant diverses falles d'igual orientació, que defineixen fosses més petites, fins al SW d'Atzeneta. La falla del Baix Ebre i la seva continuació meridional coincideix aproximadament amb el que SIMON GOMEZ i PEREZ CUEVA (1980) van anomenar "esgraó morfològic de Tortosa-Onda". Així, doncs, és a l'est d'aquesta falla que es desenvolupen les fosses del Baix Maestrat i del Baix Ebre.

La seva meitat septentrional és la fossa del Baix Ebre, que s'estén fins a Peníscola, tot incloent la plana costanera de Vinaròs i Benicarló. Al seu interior afluïren horsts de materials mesozoics determinats per falles NNE-SSW (El Montsià, Serra del Godall). Al N de Tortosa les falles que la limiten --inclosa la del Baix Ebre-- prenen una orientació pròxima a N-S.

La meitat meridional la formen les fosses del Baix Maestrat, diferenciades per un seguit de horsts que apareixen dins la fossa del Baix Ebre, però amb una continuïtat molt més gran que els horsts del Montsià o el Godall. Les estructures diferenciades són, d'est a oest (FIG. 5.2):

- el horst d'Irta,
- la fossa d'Alcalà de Xivert-Torreblanca,
- el horst de Traiguera-les Talaies d'Alcalà,
- la fossa de Sant Mateu-Cabanes ("fossé médien" de CANEROT, 1974),
- el horst de Tírig-la Serra d'En Galceran,
- la fossa de La Barona.
- el horst de la Serra d'Espaniguera,
- les fosses més petites d'Atzeneta i de Catí, la darrera ja clarament situada al W de la falla del Baix Ebre.

Al sud de les fosses litorals del Baix Maestrat hi ha la regió del Desert de les Palmes, afectat per falles NE-SW que fan aflorar el sòcol hercinià. Aquestes falles són subverticals i arriben a posar en contacte el sòcol amb materials aptians, la qual cosa implica un salt vertical de l'ordre de 800 a 900 m. Els blocs limitats entre aquestes falles NE-SW estan, majoritàriament, basculats cap al SE.

El salt de les falles que limiten les fosses és molt

variable. La falla que mostra un salt més important és la del Baix Ebre que, a l'alçada de Tortosa, té un salt vertical superior a 1200 m (que és el que s'observa a partir diferència de cota entre el Montcaro i la superfície topogràfica de la fossa), que disminueix cap al SW (ROCA, 1984). Les altres falles no atenyen el miler de metres de salt vertical, però solen tenir salts de diversos centenars de metres.

A la fossa del Baix Ebre i els horsts que conté, no hi ha mostres de rotació dels blocs continguts entre les falles ni de les falles: als horsts del Montsià i del Godall, l'estratificació s'hi manté subhoritzontal. Als horsts i fosses del Baix Maestrat, a gran escala, hi ha blocs de rotació feble o nul·la i blocs amb lleugeres rotacions: al E de la falla del Baix Ebre la majoria dels blocs basculats ho són cap al E i a l'altre costat cap al W (LAM. 1, tall VI i MAPA 5).

A escala més petita, d'aflorament o hectomètrica, les rotacions conjuntes de les falles i de les capes poden ser força més grans, i es localitzen al costat de les falles més importants que limiten les fosses.

Al S de La Salzedella, a la vora SE de la fossa de Sant Mateu-Cabanes, hi ha dos blocs hectomètrics en què l'estratificació cabussa de mitjana al voltant de 30° --tot i que arriba a 50° -- dins blocs limitats per falles amb un cabussament entre 40° i 50° . El sondatge petrolífer de La Salzedella-I talla aquestes falles i en registra els contactes subtractius produïts (LAM. 1, tall VI i MAPA 5).

Un altre exemple, a escala més petita, d'aquestes rotacions el forneix l'aflorament on he pres les mesures de l'estació GFCS081, a l'extrem SW del horst de la Serra d'Irta, tocant a la falla que el separa de la fossa d'Alcalà de Xivert. Com s'observa a la FIG. 5-3, hi ha diversos blocs d'escala mètrica a decamètrica, basculats conjuntament amb les falles que els limiten: la relació angular entre les superfícies d'estratificació i els plans de falla s'hi manté constant, mentre el grau de basculament de l'estratificació, dins cadascun dels blocs, i de les falles que els limiten varia.

Un tercer exemple, a la vora sudest del Desert de les

Palmes, es troba a la trinxera de l'autopista, just al nord de Benicàssim. Un bloc quilomètric en materials aptians cabussa entre 20° i 30° cap al nordoest; a la trinxera de l'autopista es veuen un conjunt de falles normals conjugades basculades en el mateix sentit que l'estratificació. Hi ha dos fets a remarcar: 1) de les dues famílies de falles conjugades, les falles que cabussen en un sentit oposat al basculament tenen un salt clarament superior a les altres (FIG. 5.4) i 2) moviments capa sobre capa produïts en el sentit del basculament tallen i desplacen falles de les dues famílies.

L'interior dels horsts està afectat per falles normals d'escala quilomètrica, la majoria orientades NNE-SSW; n'hi ha, però, d'altres orientacions, principalment al voltant de E-W.

Dins de les deformacions més recents deduïdes a partir de criteris geomorfològics, SIMON, PEREZ i CALVO (1983) observen --entre les Coves de Vinromà i Torreblanca-- tres episodis d'erosió-dipòsit que culminen en superfícies de glacis i terrasses; aquests tres episodis tenen unes edats que varien des del Pliocè superior fins al Pleistocè. El nivell de glacis més antic --d'edat pliocena superior-- està desplaçat per l'acció de les falles que limiten la fossa de Sant Mateu-Cabanes als voltants de les Coves, la fossa d'Atzeneta i altres falles entre Torreblanca i Alcalà de Xivert; SIMON (1982) i SIMON, PEREZ i CALVO (1983) a partir d'aquestes deformacions dedueixen l'existència d'un període de fracturació diferenciat en el temps que anomenen "etapa de fracturació del Maestrat".

La major part de la superfície d'aquestes fosses l'ocupen els materials al·luvials quaternaris. Els afloraments de materials miocens es troben, gairebé exclusivament, a les fosses del Baix Maestrat; dins la fossa del Baix Ebre, només n'hi ha als voltants de Rossell i de La Sénia (ROCA, 1980).

ANADON, CABRERA, CALVET et al. (1983), hi distingeixen dues unitats dins els materials miocens:

-**Conglomerats, gresos i lutites rogenques** que al voltant de les Coves de Vinromà atenyen 100 m de potència i afloren principalment a Alcalà de Xivert, La Jana i La Sénia. Dins

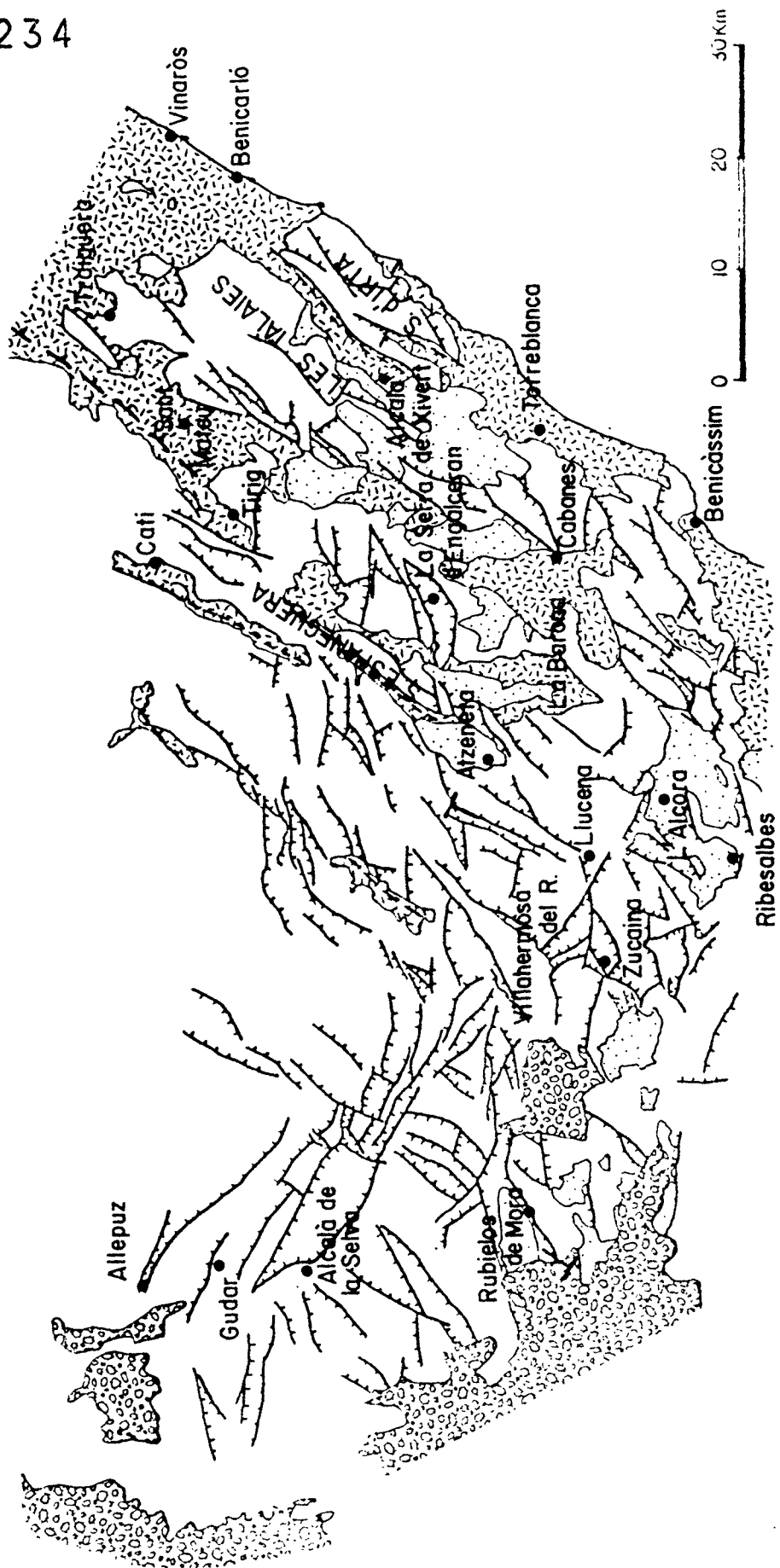


FIGURA 5.2:

Localització de les poblacions i dels accidents geogràfics essentats a les fosses del Baix Maestrat i a l'àrea meridional.

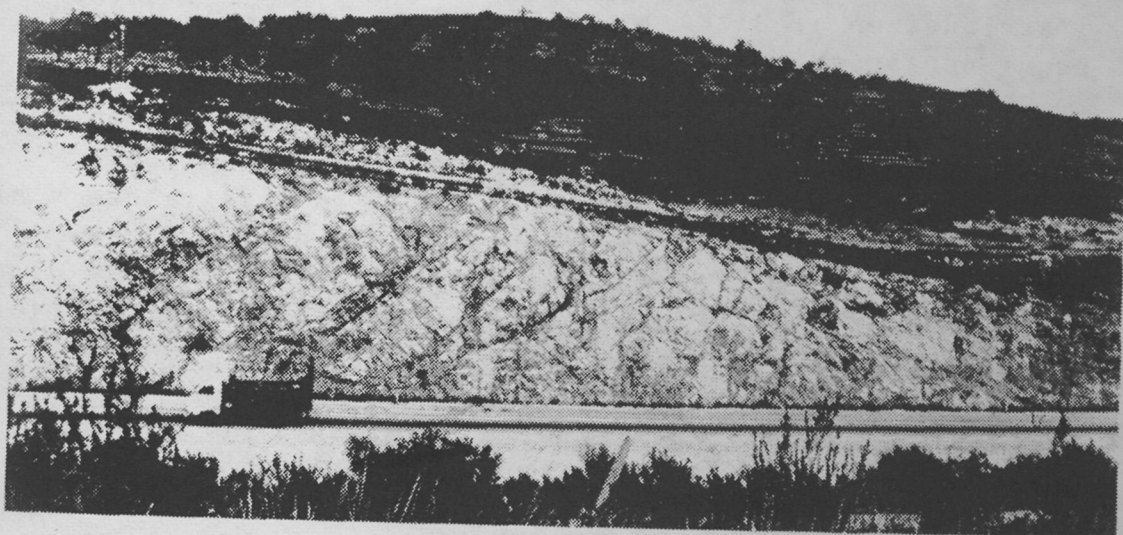


FIGURA 5.3:

Trinxera de l'autopista al SE d'Alcalà de Xivert. Calcàries del Cretaci inferior. Blocs amb les capes basculades conjuntament amb les falles que els limiten. Es troben prop de la falla principal que limita el horst de la Serra d'Irta de la fossa d'Alcalà de Xivert.

aquesta unitat no s'hi han trobat fòssils i aquests autors l'atribueixen al Miocè inferior, sense descartar que la base pugui pertànyer a l'Oligocè terminal.

-Calcàries margues i lutites que tenen un màxim de 20 m a La Jana i afloren principalment als voltants de Les Coves, d'Alcalà i de La Torre dels Domenges. Els fòssils que s'hi han trobat tenen una gran dispersió, que varia, segons aquests autors, des de l'Estampià fins al Tortonià (exclòs). La seva edat es deu trobar, doncs, entre el Miocè inferior i mitjà.

A la fossa del Baix Ebre, als voltants de Tortosa, hi afloren materials pliocens, marins i continentals (SOLE, MACAU, VIRGILI et al., 1965). ANADON, CABRERA, CALVET et al. (1983) hi distingeixen dues unitats:

-Llims i argiles amb fauna marina (unitat inferior) que a la base té, localment, intercalacions de gresos i de conglomerats; arriba a tenir més de 50 m de potència. Segons MAGNE (1978), ANADON, CABRERA, CALVET et al. (1983) i AGUSTI, ANADON i JULIA (1983) pertanyen al Pliocè mitjà de l'escala marina.

-Calcàries i margues amb intercalacions lignitoses i fauna de tipus predominantment lacustre (unitat superior), amb una potència de l'ordre de 20 m. Segons ANADON, CABRERA, CALVET et al. (1983) i AGUSTI, ANADON i JULIA (1983), pertanyen al Ruscinià inferior, Pliocè inferior de l'escala continental.

5.6: AREA MERIDIONAL. (MAPA 5, LAM. 1, talls VII i VIII).

Es troba a la part sud de l'àrea estudiada i la seva característica fonamental és l'existència de falles normals d'escala hectomètrica a quilomètrica que produeixen un estirament de la cobertura mesozoica sense arribar a formar fosses comparables a les costaneres. No obstant això, al seu interior hi ha diverses depressions reblertes amb materials neògens formades sincrònicament amb l'extensió que produí aquestes falles normals; faré referència a dues de les més importants, que són les depressions de Ribesalbes-l'Alcora i

de Rubielos de Móra.

Degut a què --com ja n'he parlat a l'apartat 4.1.3.6-- la fracturació extensiva que afecta la cobertora mesozoica d'aquesta àrea ha estat interpretada per altres autors com a produïda durant la compressió paleògena, diversos aspectes de la descripció de la seva estructura ja han estat tractats en aquell apartat. Malgrat tot els reprendré en l'apartat present, encara que això impliqui repeticions.

Ja he dit que una fracturació d'escala hectomètrica a quilomètrica és la característica més evident d'aquesta àrea (MAPA 5 i FIG. 5.2). Aquesta fracturació es continua cap al E dins les fosses del Baix Maestrat, i es poden observar en els materials mesozoics dels horstst que les separen. Tal com s'observa al MAPA 5, la fracturació es desenvolupa al S d'una línia imaginària orientada E-W que s'estendria des d'Allepuz --a l'oest-- fins a Vinaròs --a l'est--.

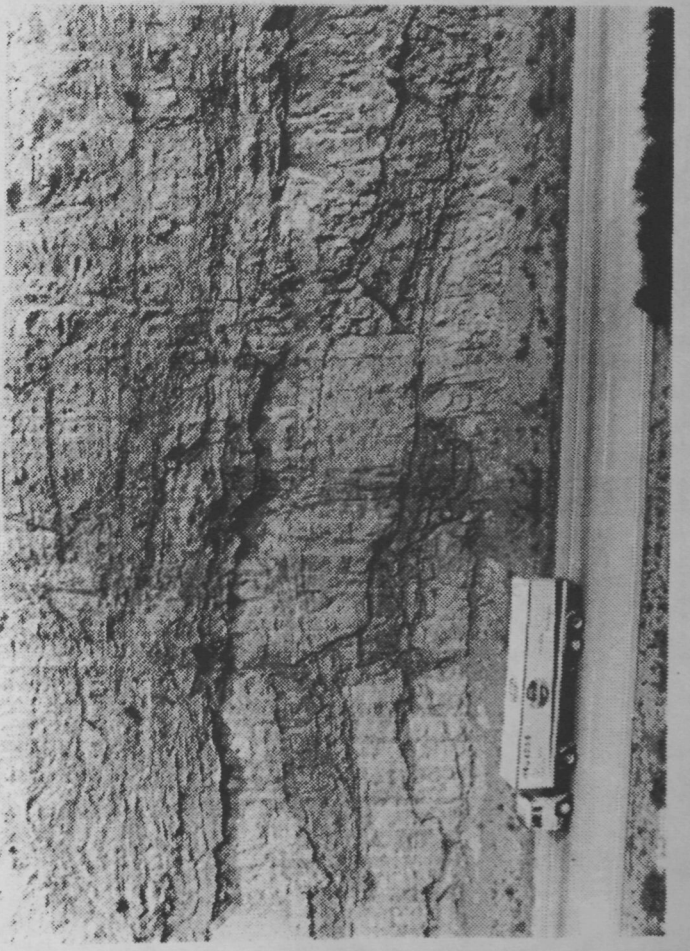
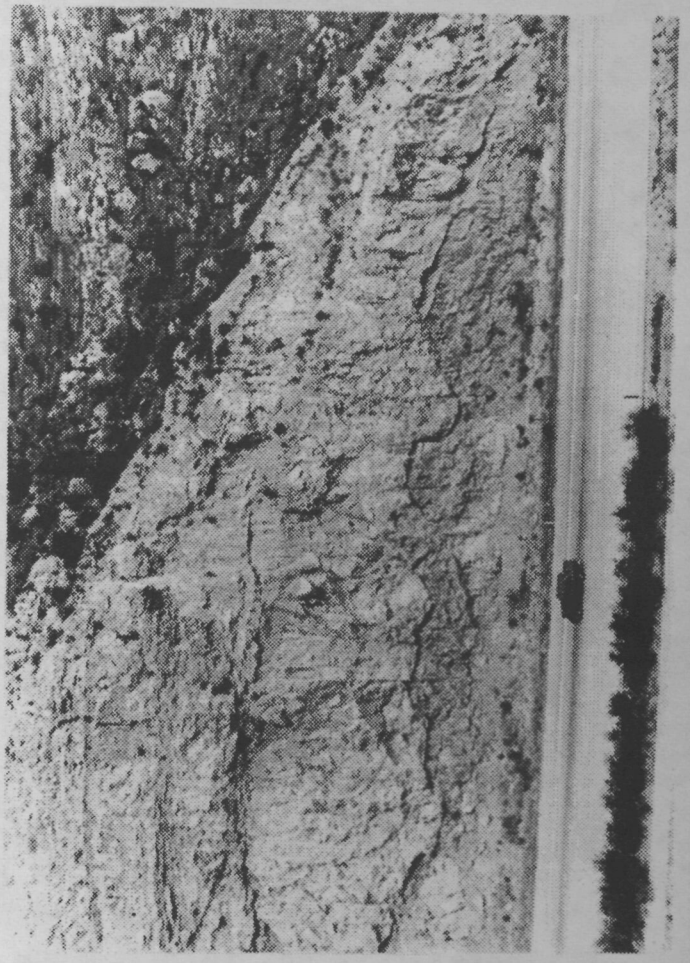
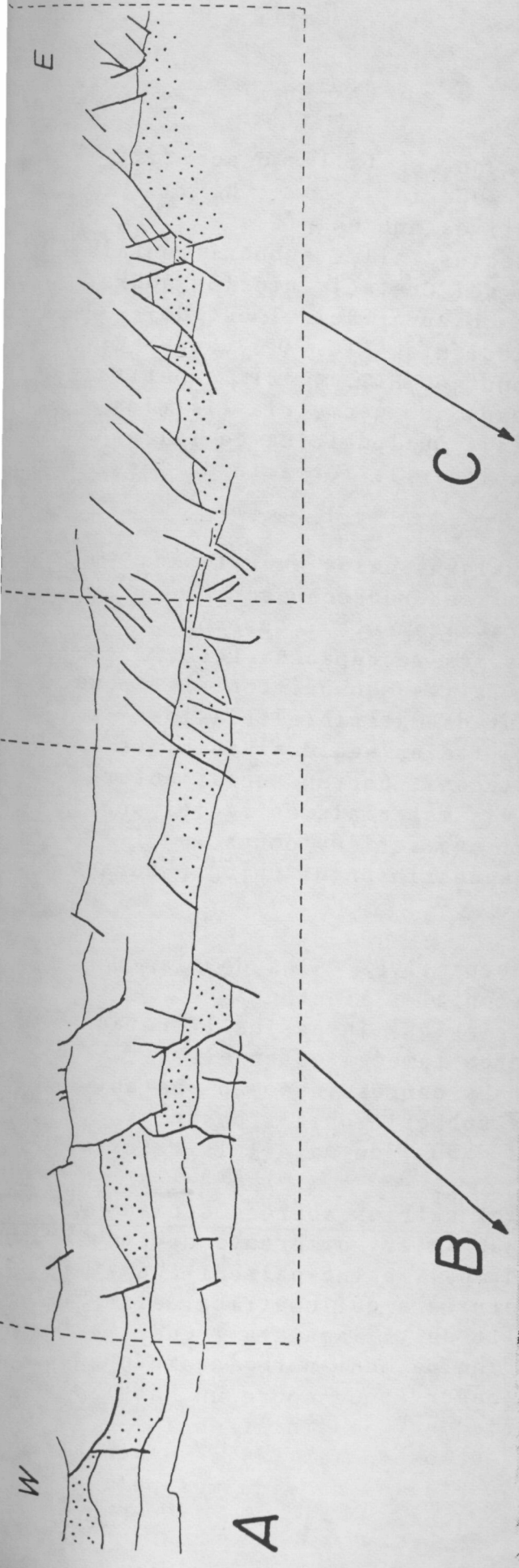
L'orientació de les falles normals és, majoritàriament, NW-SE i NE-SW; també hi ha falles orientades E-W però en una proporció més baixa. La intersecció d'aquestes direccions de falles dóna lloc a una estructura en horsts i gràbens, allargats o en forma de daus (FIGS. 4.37, 4.41 i MAPA 5).

Entre Alcalà de la Selva i Villahermosa del Río la direcció NW-SE domina sobre la NE-SW. Defineixen una alineació de gràbens allargats en direcció NW-SE que coincideixen aproximadament amb el nucli de l'anticlinal de la mateixa orientació que s'estén entre les dues poblacions (FIG. 5.MERID); la seva part NW, als voltants d'Alcalà de la Selva, coincideix amb la regió en què SIMON (1982) diferencia el "dom de Gúdar".

El salt d'aquestes falles és molt variable, des d'unes desenes de metres fins a diversos centenars. Les falles amb salts més elevats es troben entre Cirat i Lluçena; al SW d'Argelita (FIG. 4.37 i LAM. 3 i MAPA 5, tall VII) s'observa una falla que posa en contacte els materials del sostre del Bunsandstein amb el Keuper, cosa que indica un salt d'uns 400 m. En general els salts són menors i les falles de salt més gran van desapareixent cap al NW, de manera que entre Alcalà de la Selva i Allepuz el seu salt rarament ultrapassa algunes desenes de metres (FIG. 5.5), fins que desapareixen als voltants d'Allepuz.

FIGURA 5.4:

Trinxera de l'autopista a Benicàssim. Calcàries del Cretaci inferior. Falles normals conjugades basculades i moviments capa sobre capa que tallen i desplacen les falles.



Al SE de Villahermosa a més de les falles descrites --amb un cabussament en general superior a 50° -- hi apareixen altres falles subtractives amb un pla subhoritzontal (FIG. 4.37). Aquestes falles subhoritzontals poden arribar a posar materials del Cretaci inferior sobre materials triàsics, fet que pot observar-se a l'est de Lluçena (FIG. 4.38, tall B) a Ludiente (FIG. 4.37, punt C) i al sud d'Argelita (FIG. 4.37, punt e; FIG. 4.42). A petita escala s'observen falles mètriques amb geometria lítrica (FIG. 4.40). La presència a escala quilomètrica de falles amb aquesta geometria podria explicar la formació de les falles subhoritzontals.

DINARES (1987) observa en alguns casos que algunes d'aquestes falles subhoritzontals es redrecen en profunditat, que tallen els encavalcaments i que són tallades per les falles normals més redreçades. Les relacions cartogràfiques entre falles subhoritzontals --que posen materials juràsics damunt de materials triàsics-- i la discordança de la base de la fàcies weald a Bibioj (est de Villahermosa) i al riu de Lluçena, porten aquest autor a plantejar la possibilitat que els materials de fàcies weald fossilitzessin aquestes falles, que serien, doncs, intramesozoiques, encara que haguessin pogut rejugar durant la distensió neògena.

Ambdós tipus de falles subtractives --les de pla redreçat i les de pla subhoritzontal-- afecten indistintament els materials triàsics, juràsics i cretacis de l'àrea estudiada; les darreres també afecten els materials neògens de les diverses depressions. No obstant això, la majoria de les falles subhoritzontals posen materials juràsics i cretacis damunt de materials triàsics.

A partir de l'estudi de les estries sobre els plans de falla s'observa que aquestes han sofert diferents moviments (vegeu l'APENDIX I, Zona Meridional, principalment l'anàlisi de les falles d'escala hectomètrica a quilomètrica dels voltants de Zucaína, el Castillo de Villamalefa i Cedramán). Els moviments dominants són principalment normals amb un cert component direccional; s'observa que sobre un mateix pla de falla pot haver-hi estries normal-sinistres i normal-dextres. En alguns pocs casos en les falles d'aquesta mida --en molts més casos en les falles de mida més petita:

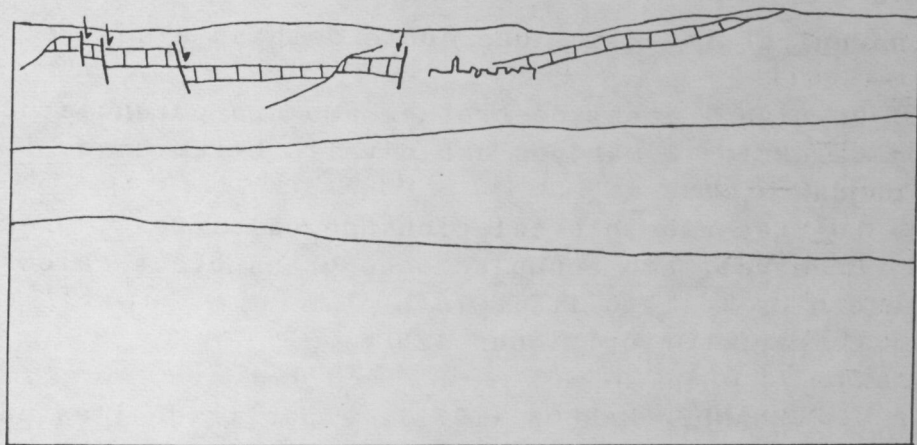


FIGURA 5.5:

Gúdar. Calcàries i margues del Cretaci inferior. Falles normals amb un salt vertical de poques desenes de metres que afecten els materials tabulars del Cretaci inferior. L'extensió produïda per les falles normals és molt reduïda en relació a les àrees més al sud de la Zona Meridional: aquesta àrea de Gúdar mostra l'esmoreïment de l'extensió neògena cap al nordoest de la Zona Meridional.

vegeu l'APENDIX I, Zona Meridional-- hi ha estries que indiquen un desplaçament direccional dominant que --quan s'ha pogut observar al camp en falles més petites-- és anterior als predominantment normals majoritaris.

Cubeta de Ribesalbes

Se situa a l'extrem SE de l'àrea meridional i està reblerta per materials miocens que han estat l'objecte de diversos treballs, entre els més moderns CANEROT (1974) i ANADON, CABRERA, CALVET et al. (1983). Els autors del darrer treball hi distingeixen dues unitats estratigràfiques principals:

Una unitat inferior, que conté de base a sostre:

- a) Un nivell basal de bretxes amb una potència de 300 m.
- b) Calcàries i margues amb nivells bituminosos i slumps abundants. 100 m.
- c) Lutites amb intercalacions de calcàries i gresos. 90 m.
- d) Un nivell amb acumulació de grans blocs calcaris mesozoics (olistòlits). 70 m.
- e) Calcàries micrítiques. 25 m.

FERNANDEZ MARRON (1971), a partir de l'estudi de la flora que conté, atribueix una edat aquitaniana al nivell b), però posteriorment (FERNANDEZ MARRON, com. oral en ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983) situa l'edat d'aquesta flora dins el Miocè inferior s.l. (Aquitanià-Burdigalià). AGUSTI, GIBERT i MOYA-SOLA (1983), a partir de l'estudi de diversos jaciments de vertebrats inclosos dins el nivell c), dedueixen que aquest correspon a la zona MN4 de Mein (Aragonià inferior, o sigui, Miocè inferior-mitjà).

Una unitat superior formada per conglomerats, gresos i lutites vermelles o groguenques, amb canvis laterals de fàcies importants. A l'extrem nordoest de la cubeta --on predominen els conglomerats-- té més de 200 m de potència. Dins aquesta unitat no s'han trobat fòssils; ANADON, CABRERA, CALVET et al. (1983) li atribueixen una edat miocena mitjana o posterior.

La cubeta es troba limitada (FIG. 4.37 i MAPA 5) a les vores occidental i sudoriental per falles normals orientades

NNE-SSW i ENE-WSW respectivament; dins d'ella hi ha diversos afloraments mesozoics limitats per falles amb les mateixes orientacions.

A les vores septentrional i meridional no hi ha falles importants que limitin els afloraments miocens; els materials miocens es troben discordantment sobre els mesozoics. A la vora sud --voltants de Ribesalbes (FIG. 4.37)-- els nivells basals de la unitat inferior es troben discordantment sobre els materials mesozoics, mentre que a la vora nord són els materials de la unitat superior els que es troben discordants sobre els mesozoics. Així, doncs, els límits actuals dels afloraments miocens no es corresponen necessàriament amb els límits originals de la cubeta.

El cabussament general dels materials de la unitat inferior als voltants de Ribesalbes és, normalment, inferior a 30° cap al NE; no s'hi observen plecs ni falles inverses ni direccionals d'escala decamètrica o més gran que puguin indicar l'acció de deformacions compressives.

A les calcàries i margues del nivell b de la unitat inferior hi abunden els plecs d'escala decimètrica; la seva morfologia i disposició indica que es van formar sinsedimentàriament (slupms), tal i com reconeixen SIMON (1981 b) i ANADON, CABRERA, CALVET et al. (1983). L'orientació dels eixos d'aquests plecs és al voltant de N 060 E i poden arribar a tenir morfologies força complicades --poden observar-se plecs plegats--. SIMON (1981 b, fig. 1) indica l'existència de plecs disharmònics que interpreta que són d'origen tectònic, com a producte d'una fase compressiva d'edat miocena inferior; en realitat aquest plec és un dels de morfologia més simple dels formats sinsedimentàriament.

Les deformacions fràgils a petita escala que afecten aquests materials estan descrites a l'APENDIX I, zona meridional, estacions 63 i 125; són falles normals i esquerdes de tensió, totes compatibles amb un tensor d'esforços amb σ_1 vertical. SIMON (1981 b) descriu la presència de dues famílies de fractures "cuyo diedro agudo tiene la bisectriz en 165° E" i suposa que "este hecho obliga a pensar que su origen se halla en planos de cizalla conjugados de tipo desgarre, causados por una compresión SSE". Trobo aquesta interpretació discutible perquè, com s'admet comunament (p. ex., MATTAUER, 1973, p. 361), les

diàclasis no es poden usar per definir els eixos d'esforç o de deformació regionals, ans és per comparació amb aquests eixos --definites per altres mètodes-- que es pot a vegades parlar de diàclasis formades sota un camp d'esforços de tipus compressiu, direccional o distensiu.

Cubeta de Rubielos de Mora

Es una depressió reblerta de sediments neògens allargada seguint la direcció ENE-WSW (MAPES 1 i 5, LAM. 3, tall VIII).

El límit extern dels afloraments miocens només localment és per falla i d'una manera general és per discordança d'aquests materials sobre els mesozoics, tal com reflecteixen GAUTIER (1971) i MOISSENET i GAUTIER (1971) a les seves cartografies; GAUTIER (1971) observa que les falles normals d'escala quilomètrica que afecten la cobertura mesozoica no afecten els sediments neògens de la cubeta.

AGUILAR (1975), SIMON (1982 i 1983XXX) i MAGNA-TEROL suposen que sí que hi ha falles importants que limiten els afloraments de materials neògens que omplen la cubeta; aquests contactes per falla no els he observat sobre el terreny.

SIMON (1982, fig. 8.3) en descriu un al marge meridional de la cubeta, a la carretera de Rubielos de Mora a Fuentes de Rubielos, als afores de la primera població. En aquest aflorament, aquest autor confon unes bretxes d'origen sedimentari a la base de la sèrie neògena amb una bretxa de falla i uns dipòsits de pendent recents amb materials neògens que s'haurien conseqüent al llavi meridional aixecat de la falla suposada (FIG. 5.6-F); a més cal remarcar el paral·lelisme existent entre les capes dels materials mesozoics i les capes dels materials de la base de la sèrie neògena (FIG. 5.6-E i F).

En un treball posterior, SIMON (1983a) suposa que aquesta falla és inversa, tot i reconèixer que aquest fet no s'observa al camp; més recentment (PARICIO i SIMON, 1986), en no utilitzar aquesta dada en la recopilació que fan aquests autors de les deformacions compressives d'edat

aragoniana, neguen. implícitament, que aquesta falla sigui inversa.

L'estructura interna de la cubeta és un sinclinal lax amb l'eix fortament desplaçat cap al sud. A la vora nord les capes cabussen entre 20° i 50° cap al S, i es mantenen amb aquesta disposició en la major part de l'interior de la cubeta; només prop de la vora sud, canvien el sentit del cabussament i passen a fer-ho cap al N, amb un màxim de 70° just a la vora (FIG. 5.6-A i C).

Aquesta estructura sinclinal disimètrica fa que els materials més antics que afloren a la vora nord de la cubeta no ho facin a la vora sud; el fet que el contacte en aquesta vora sud sigui per discordança implica la desaparició dels termes més inferiors de la sèrie, com ja van assenyalar AGUILAR (1975) i ANADON (1983).

L'estructura sinclinal observada als materials neògens pot veure's també als mesozoics sobre els quals descansen discordantment (FIG. 5.6-C). Aquesta estructura sinclinal en els materials mesozoics només s'observa entre les dues falles normals principals d'orientació ENE-WSW; al nord i al sud d'aquestes dues falles els materials mesozoics es disposen subhoritzontalment i no s'observa cap plec. Els materials neògens no ultrapassen mai aquestes dues falles i els límits del seu aflorament ve marcat pels dos flancs del sinclinal als materials mesozoics, restant els materials neògens al nucli.

Hi ha, doncs, una clara relació entre el desenvolupament del sinclinal als materials mesozoics i la gènesi de la cubeta neògena; hi ha, també, una relació entre el sinclinal i les dues falles normals que el limiten. Algunes característiques de la geometria de les falles i del plec poden donar indicacions sobre la gènesi de la cubeta.

Les dues grans falles normals que limiten pel nord i pel sud el sinclinal mesozoic són força redreçades, amb un cabussament de l'ordre de 70° a 80° (FIG. 5.6-C); a l'est de Rubielos de Mora, a la falla meridional, s'observen tascons de materials mesozoics limitats per falles menys inclinades --de l'ordre de 50° -- que conflueixen amb la falla principal (FIG. 5.RUB-B).

FIGURA 5.6:

Cubeta neògena de Rubielos de Mora:

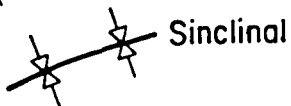
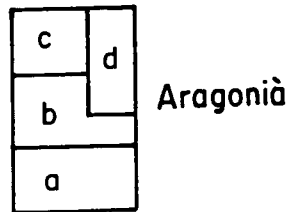
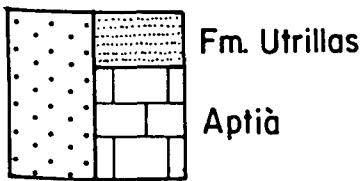
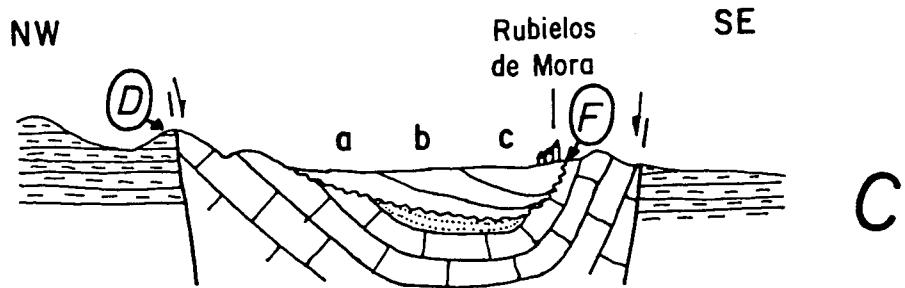
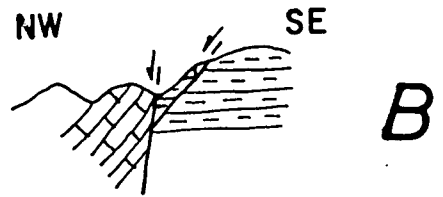
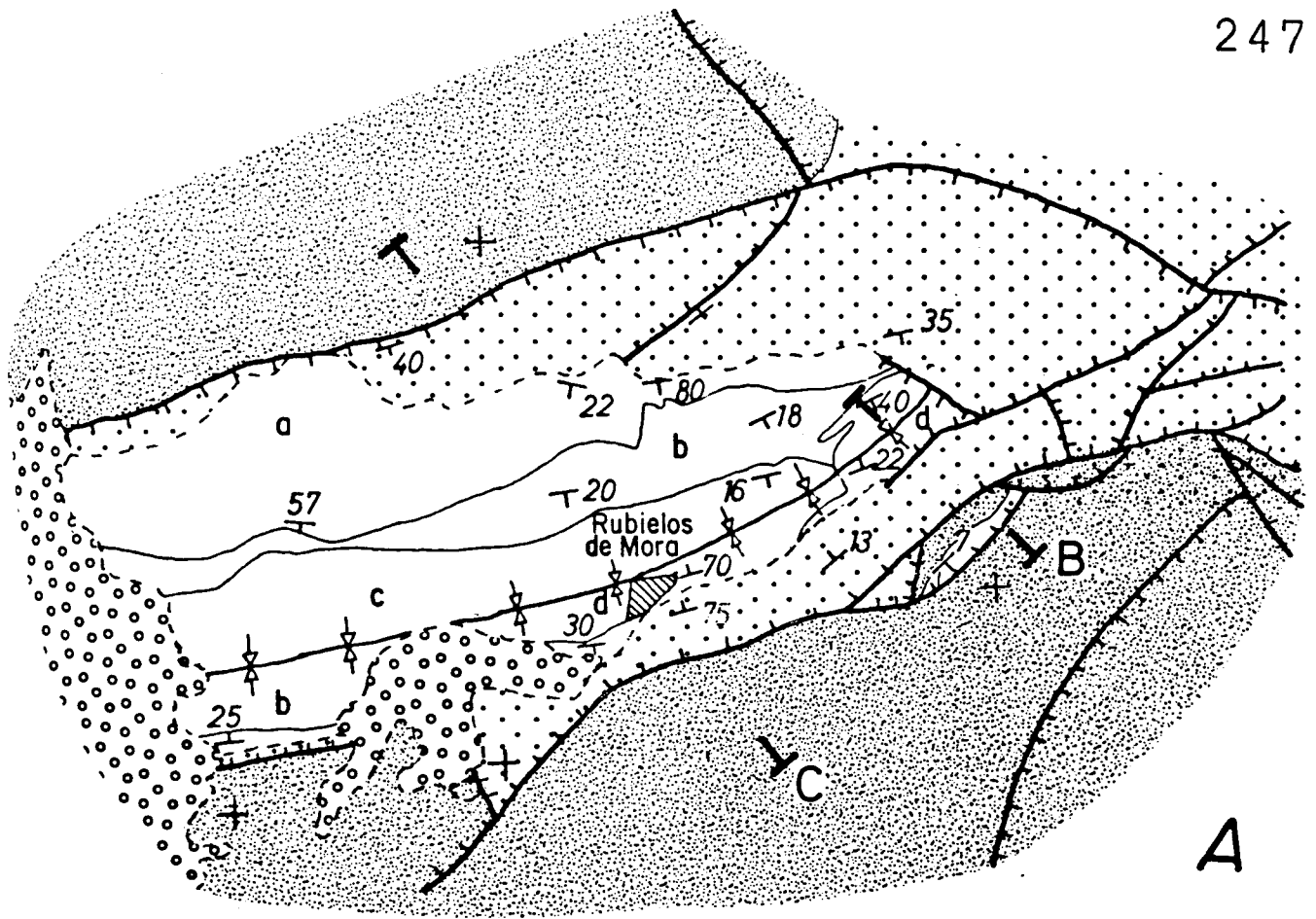
A: Esquema tectònic de la cubeta i dels seus voltants, basat en les dues edicions del full geològic 1:50.000 de Rubielos de Mora (núm 591). Hi ha indicada la situació dels tall B i C.

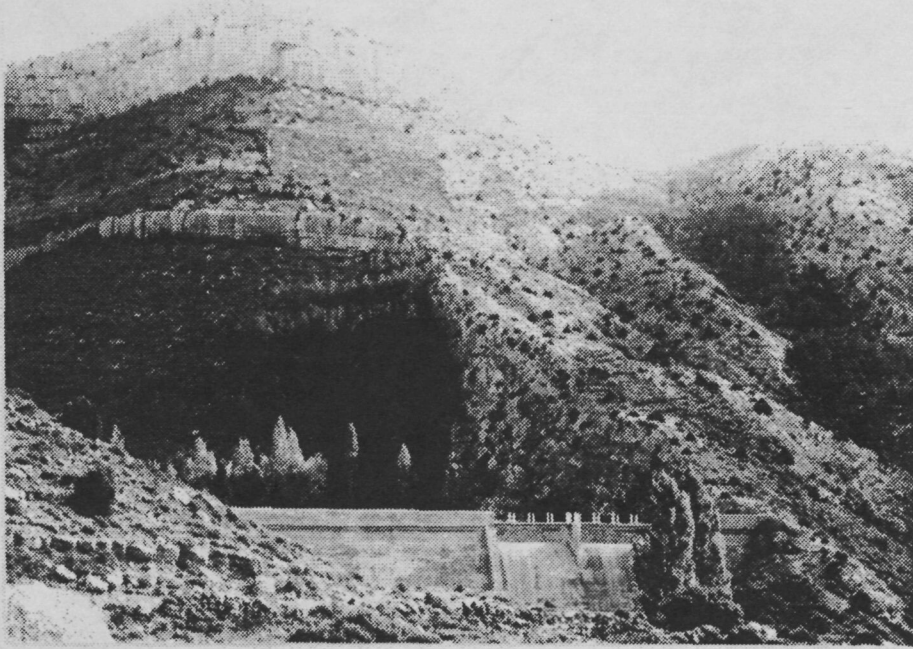
B i C: Talls geològics esquemàtics. Sobre el tall C s'indica la situació de D i de F.

D: Falla normal al nord de la cubeta. Per la seva localització, vegeu C.

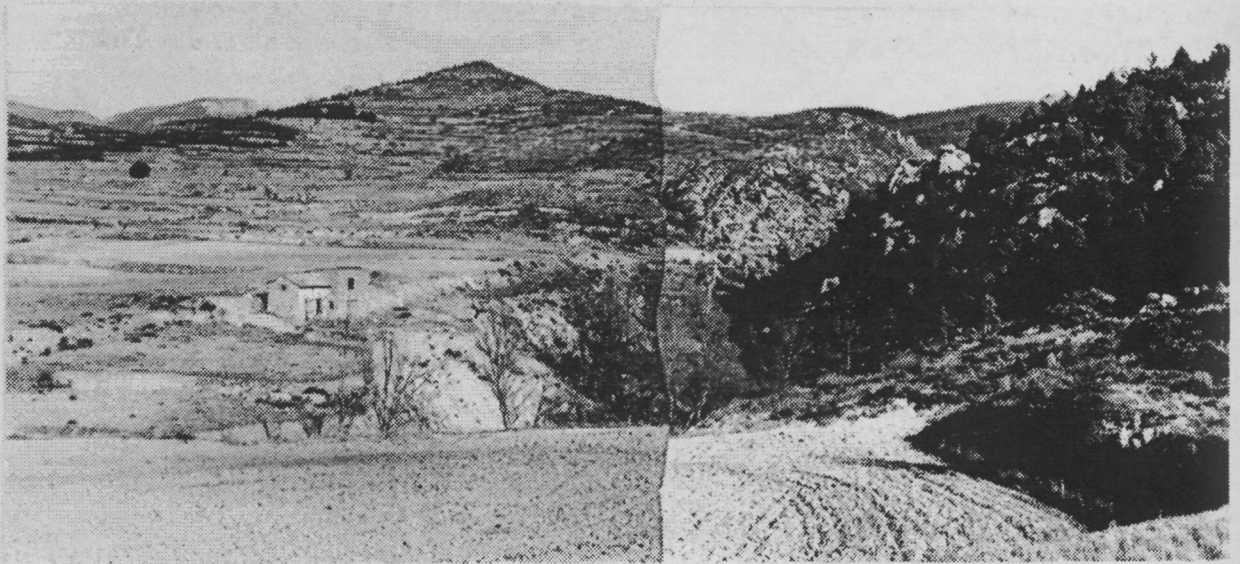
E: Aspecte de la vora sud de la cubeta al tall B. Mi: Miocè inferior; Ci: Cretaci.

F: Tall de detall de la vora sud de la cubeta; vegeu C per la seva localització. Ci: Cretaci inferior; Mi: Miocè inferior; b: bretxes basals de la sèrie miocena; dp: dipòsits de pendent recents.

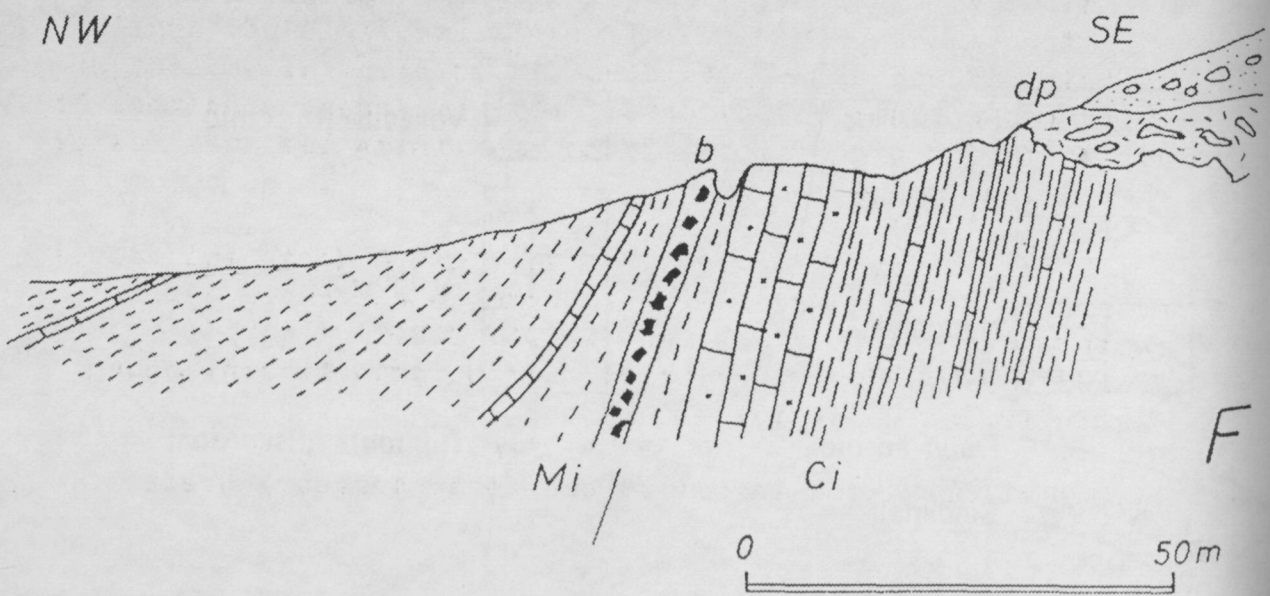




D



E



F

Un segon fet important a remarcar és les relacions angulars entre les capes i el pla de falla als dos costats de les falles. Mentre que al llavi nord de la falla septentrional i al sud de la meridional les capes (del Neocomià-Barremià) es mantenen horitzontals i fan, consegüentment, un angle força elevat amb el pla de falla --de l'ordre de 70° a 80° -- , als dos llavis enfonsats (materials de l'Aptià-Albià) aquest angle és molt menor, fins i tot inferior a 30° . Aquest darrer fet indica que el cabussament de la falla que va formar la rampa en els dos llavis enfonsats era menor que les falles que s'observen actualment, com que aquestes rampes amb un cabussament inferior s'observen als nivells estratigràficament superiors, avui dia enfonsats pels joc de les falles, cal suposar que les dues falles normals a què em refereixo s'inflexionaven cap amunt i passaven a tenir un cabussament més baix.

A la FIG. 5.7-A represento esquemàticament dues falles amb una geometria similar a la deduïda per les falles que limiten el sinclinal. El joc normal d'aquestes falles (FIG. 5.7-B), ocasiona la formació de flexions als materials més moderns dels llavis enfonsats en adaptar-se al canvi de cabussament de les falles; com que això es produeix a dues falles pròximes i paral·leles en què els dos llavis enfonsats formen part del mateix bloc, el resultat és la formació d'una cubeta sinclinal, en la qual es va poder localitzar la sedimentació dels materials neògens de Rubielos de Mora.

Una altra hipòtesi alternativa a la que acabo d'exposar seria que el sinclinal s'hagués desenvolupat per l'acció d'un procés compressiu que afectaria una regió més àmplia. No existeix cap altre plec d'escala semblant al voltant de la cubeta de Rubielos de Mora, per tant aquest sinclinal és el fruit d'un procés local localitzat entre les dues falles que el limiten.

Són diversos els treballs que s'han dedicat a l'estudi dels materials que rebleixen la cubeta; entre els més recents cal destacar AGUILAR (1975), GODOY *et al.* () i ANADON (1983 a i b). Segons els últims autors, s'hi poden distingir quatre unitats:

1) Unitat detrítica inferior, que conté sorres i gresos

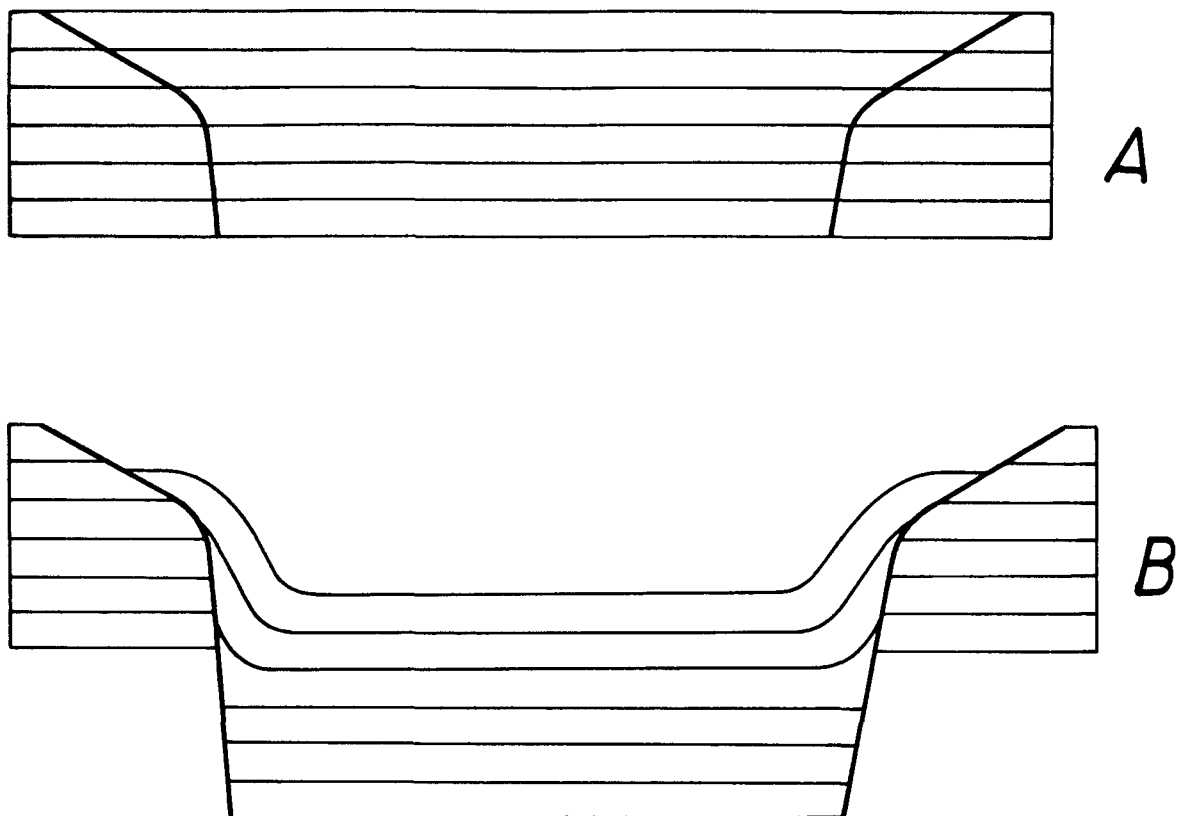


FIGURA 5.7:

Hipòtesi sobre la formació de la cubeta de Rubielos de Mora.

A: Abans del joc de les falles normals.

B: Després del joc de les falles normals. La geometria de les falles ocasiona la formació d'una cubeta sinclinal.

groguencs i avinats amb intercalacions lutítiques esparses.
75 m.

2) Unitat de calcàries i lignits, amb lutites virolades, calcàries, arenas i lignits (90 m). A partir dels mamífers del jaciment Rubielos I, LOPEZ (1977) l'atribueix a la part inferior de la zona MN 3 de Mein (Aragonià inferior).

3) Unitat de margues, lutites laminades i ritmites (100 m). Conté el jaciment de mamífers de Rubielos II, que DE BRUIJN i MOLTZER (1974) i LOPEZ (1977) atribueixen també a l'Aragonià inferior (Orleanià).

4) Unitat detrítica marginal, amb sorres i gresos groguencs, lutites i bretxes; és un canvi lateral de la unitat 3 i, en part, de la 2 (100 m).

Materials d'edat turoliana-vilanyiana --horitzontals--, fossilitzen totalment la cubeta i la seva estructura interna.

5.7: CONSIDERACIONS SOBRE LES SUPERFÍCIES D'EROSIÓ.

Hi ha diversos treballs que estudien les superfícies d'erosió neògenes i quaternàries desenvolupades en la regió objecte d'aquest estudi o en regions veïnes. Els més importants són els de SIMON GOMEZ (1982 i 1983b) i de PAILHE (1984), que comprenen només parcialment la regió estudiada, se n'estenen més enllà i se sobreposen parcialment en l'àrea que estudien, cosa que en facilita la comparació.

SIMON GOMEZ (1982 i 1983b) presenta un mapa d'isohipses d'una superfície d'erosió que observa o suposa per tota la regió estudiada per ell (FIG. 5.8-A). Aquesta superfície la relaciona amb la "penillanura fundamental o finimiocénica" que SOLE SABARIS (1978) descriu que afecta sectors amplis de la Meseta i arrasa els relleus de la Serralada Ibèrica pròxims a ella; també la relaciona amb la superfície finipontiana que RIBA (1959) observa a la Sierra de Albarracín. No justifica aquesta correlació, i anomena la superfície d'erosió observada per ell "penillanura fundamental", aplicant-li el mateix nom que a la superfície descrita per SOLE SABARIS (1978), quan aquest autor no suposa ni explícitament ni implícitament que s'estengui per tota la Serralada Ibèrica.

L'edat que SIMON (1982 i 1983b) atribueix a la "penillanura fundamental" és de començaments del Pliocè superior, en funció de l'edat dels sediments de la fossa de Terol i de la depressió de Sarrión amb els que enllaça.

Aquest autor no fa un estudi geomorfològic de la "penillanura fundamental", no discuteix els mecanismes de la seva gènesi, i es limita a presentar un mapa d'isohipses de la superfície, en què hi ha indicades les diferents estructures que dedueix que la deformen, però on no hi ha cartografiada la superfície d'erosió als llocs on ha estat observada.

Suposa que "Tras su elaboración, la penillanura fundamental es deformada por una nueva fase distensiva en el Plioceno Superior-Pleistoceno. Las estructuras resultantes de ella constituyen el origen de los principales rasgos del relieve actual... La penillanura fundamental fosiliza, por

tanto, las deformaciones prepliocenas, y es afectada por la fase distensiva posterior." (SIMON GOMEZ, 1983b).

Les principals unitats morfoestructurals formades per la deformació de la "penillanura fundamental" són:

- a) Els doms de Gúdar i Javalambre, d'orientació ibèrica i on la peneplana es troba a més de 2000 m.
- b) La vora oriental de la fossa d'Alfambra-Terol-Ademús.
- c) Les depressions d'orientació ibèrica de Sarrión, del Millars i del Palància, les dues darreres separades pel horst de la Serra d'Espadà.
- d) Les fosses del "Maestrat oriental", d'orientació paral·lela a la costa que es troben a l'est de l'esgraó morfoestructural de Tortosa-Onda definit per (SIMON GOMEZ i PEREZ CUEVA, 1980).

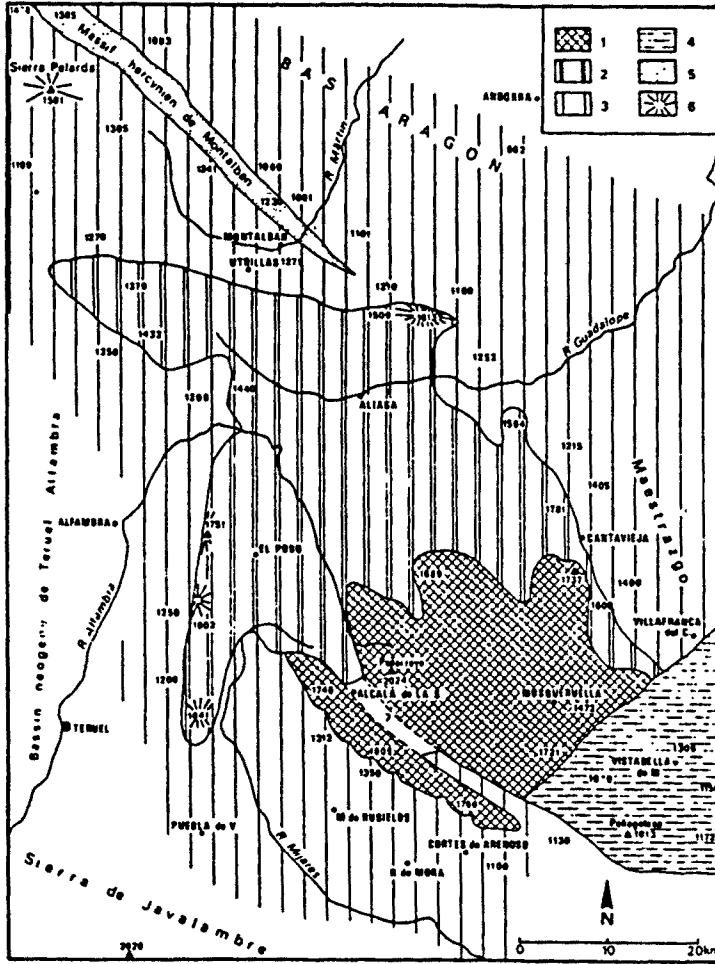
Observa que existeix un notable paral·lelisme entre la disposició i localització de les fosses que ell suposa desenvolupades anteriorment a la deformació de la "penillanura fundamental" (durant el Miocè i el Pliocè inferior i mitjà) i les que suposa que ho van fer posteriorment (durant el Pliocè superior i el Quaternari).

PAILHE (1984) presenta un mapa geomorfològic que abasta una regió que, en la seva part meridional, coincideix amb l'estudiada per SIMON GOMEZ (1982). A partir de l'estudi geomorfològic identifica dues superfícies d'erosió neògenes, d'edats diferents i les cartografia en el mapa geomorfològic (FIG. 5.8-B).

En funció d'aquestes superfícies hi diferencia tres àrees (FIG. 5.8-B): 1) un massís desprovist de superfície d'erosió (al voltant d'Alcalà de la Selva i Mosqueruela); 2) la superfície més antiga --i més superior-- a la que anomena "surface de la Chaîne Ibérique"; 3) una superfície encaixada en l'anterior que anomena "basse surface pliocène". Així, doncs, la superfície més antiga es localitza, a grans trets, al voltant del massís interior sense superfície d'erosió, mentre la més moderna s'encaixa en la més antiga i en el massís, sota la forma d'un peudemont; segons PAILHE (1984), no es tracta d'una mateixa superfície desnivellada per l'acció de falles, sinó de dos nivells d'erosió distints cronològicament.

Les edats d'aquestes superfícies d'erosió són, segons

O F A
L'ETAGEMENT DES SURFACES DANS LA CHAÎNE IBERIQUE ORIENTALE



1. Massif dépourvu de surface, 2. Surface de la Chaîne ibérique, 3. Basse surface pliocène, 4. Surface disloquée du Maestrazgo méridional, 5. Paléozoïque, 6. Relief résiduel

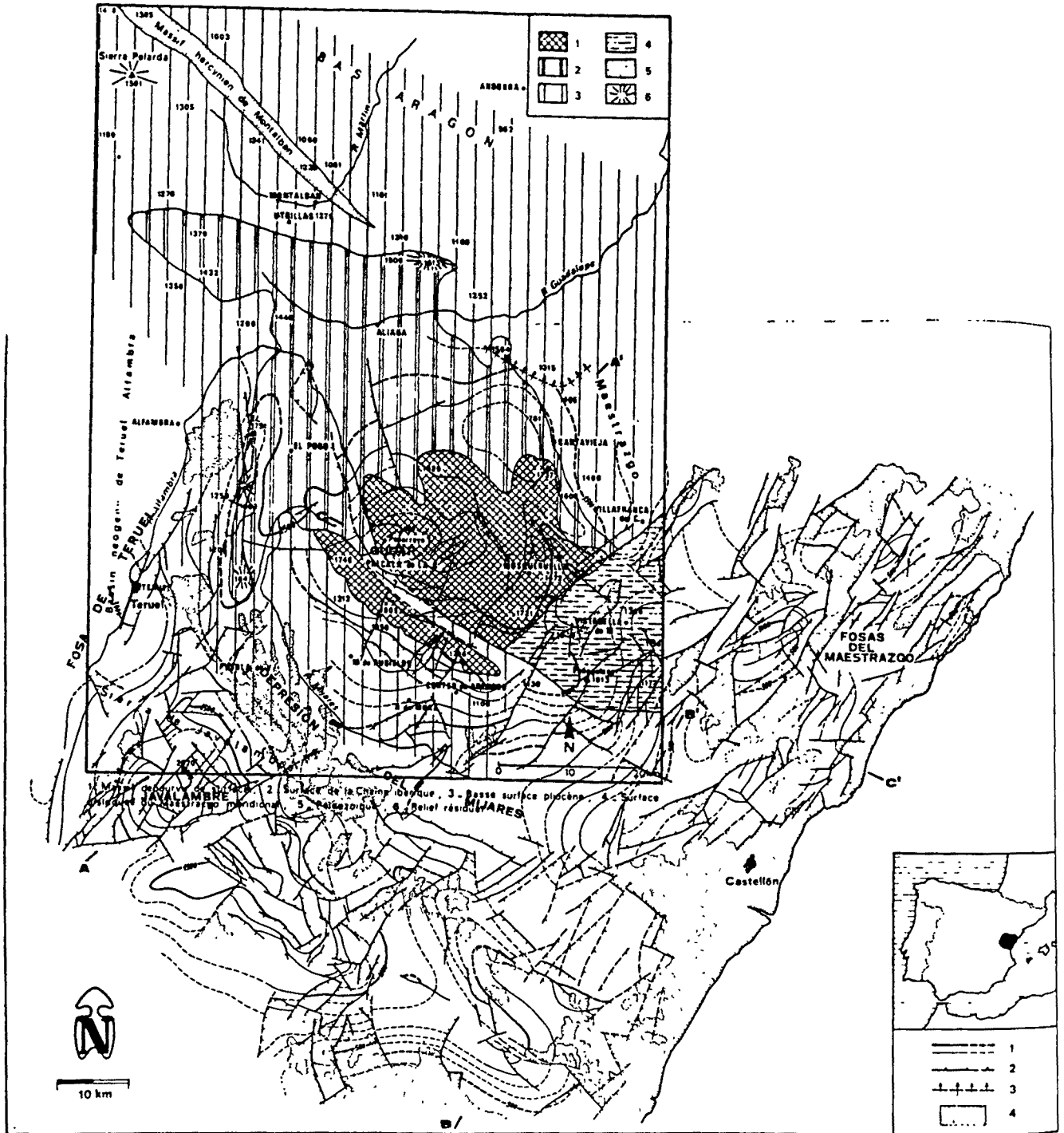


Figura 1—Mapa de contornos estructurales de la penillanura fundamental deformada. 1. Isohypsas de la penillanura con equidistancia de 100 m—2. Fallas presentemente activadas durante la distension pliocuaternaria—3. Flecuras—4. Plioceno Superior Cuaternario

FIGURA 5.8:

Comparació entre el mapa d'isohipses de SIMON (1982) --A-- i l'esquema geomorfològic de PAILHE (1984) --B--. Per més explicació vegeu el text.

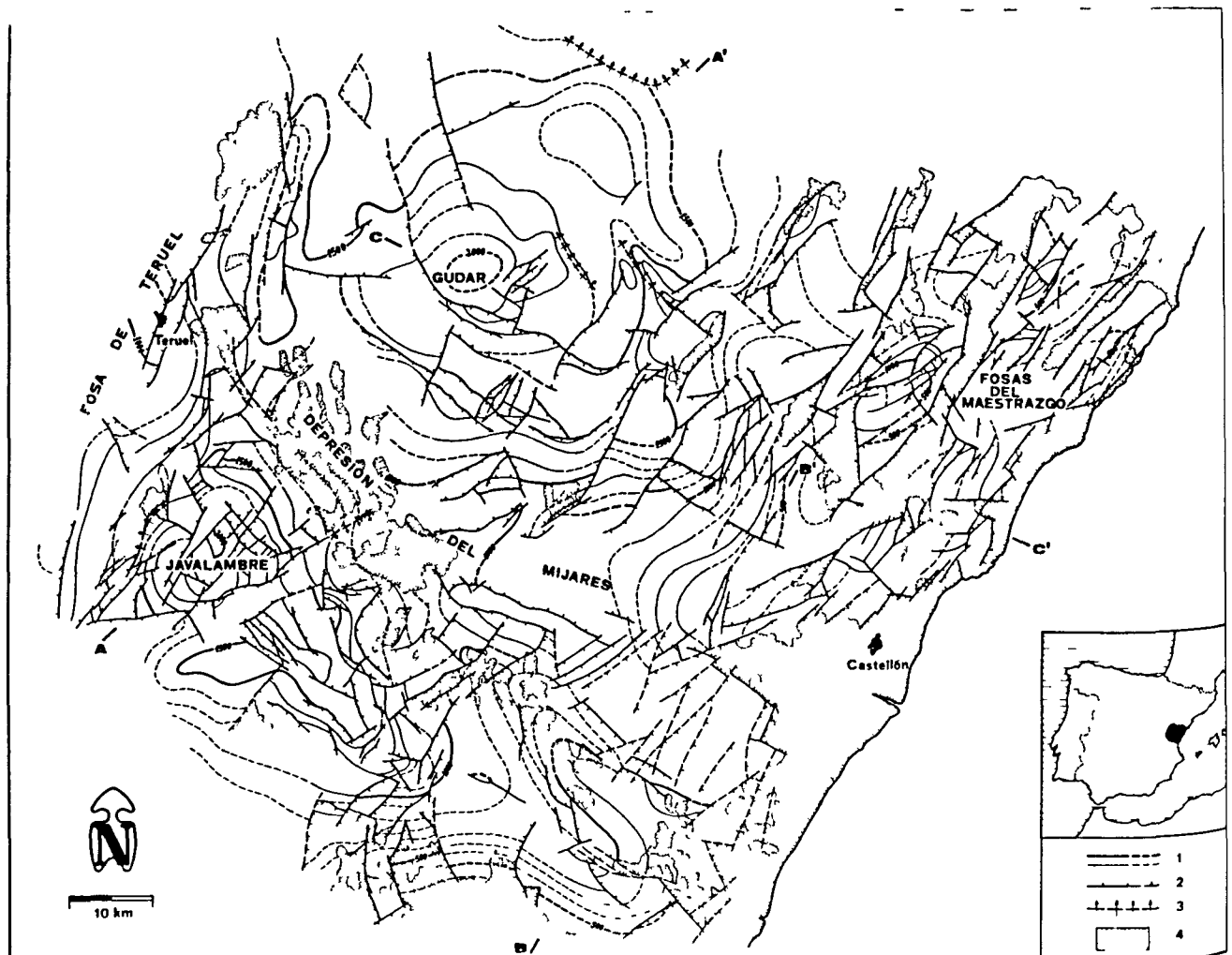


Figura 1—Mapa de contorns estructurals de la península fundamental deformada 1. Isohipses de la península amb equidistància de 100 m—2. Fallis presumiblement activades durant la distensió pliocenocènica—3. Llacunes—4. Plioceno Superior Cuaternari

FIGURA 5.8:

Comparació entre el mapa d'isohipses de SIMON (1982) --A-- i l'esquema geomorfològic de PAILHE (1984) --B-- Per més explicació vegeu el text

aquest autor, del Miocè superior per la més antiga, i fonamentalment pliocena la segona, amb unes edats que varien del Turolià al Pliocè mitjà, segons els llocs, en funció de l'edat dels sediments amb què enllacen a les diverses depressions neògenes.

El mapa de SIMON, com ja he dit, no indica els fragments conservats de la "penillanura fundamental", mentre el de PAILHE està basat en un mapa geomorfològic 1:200.000, on sí que hi ha cartografiades les restes de les diverses superfícies d'erosió, neògenes o quaternàries. De la comparació dels mapes presentats per aquests dos autors (FIG. 5-8) se'n dedueix:

- 1) A l'àrea de relleus més elevat, entre Alcalà de la Selva i Mosqueruela, PAILHE (1984) hi localitza un massís desprovisat de superfície d'erosió i, al seu mapa geomorfològic 1:200.000 indica un seguit de superfícies estructurals desenvolupades sobre les calàries subhoritzontals --les típiques moles--. Aquestes superfícies són les que SIMON (1982 i 1983b) sembla haver interpretat com a restes de la "penillanura fundamental", puixque les isohipses del seu mapa indiquen les alçades dels cims plans de les moles.
- 2) SIMON hi distingeix una sola superfície d'erosió i PAILHE dues, la més moderna de les quals s'encaixa com un peudemont en la més antiga. Aquest encaixament es produeix --segons PAILHE-- en dos sectors dins l'àrea comuna als dos mapes: als voltants de Cantavieja i al NE de Terol. En tots dos llocs hi ha un paral·lelisme força marcat entre el límit indicat per Pailhe i l'orientació de les isohipses deduïdes per Simón i en tots dos llocs és als voltants de 1500 m; les isohipses del mapa de Simón són discontinües --indicant que són suposades i que no ha estat observada la superfície d'erosió sobre el terreny-- i indiquen una forta inclinació de la "penillanura fundamental" cap al E a Cantavieja i cap al W --fossa de Terol-- al NE de Terol.
- 3) Al SE de Mosqueruela, Pailhe indica una zona on la superfície d'erosió ha estat dislocada per l'acció de falles posteriors, dislocacions que es correspondrien a les marcades per Simón al seu mapa.

Una de les estructures que suposa SIMON (1982) que deforma la "penillanura fundamental" és el "dom de Gúdar". Segons el mapa d'isohipses d'aquest autor, al flanc nord d'aquesta estructura la "penillanura fundamental" passa de 2000 a 1500 m en 16 Km (vegeu la FIG. 5.8-A); això implica una inclinació de $1^{\circ} 47'$, que pot ser original sense necessitat de suposar deformacions posteriors.

SIMON (1982 i 1983b) indica també les isohipses de la "penillanura fundamental" a l'àrea de les fosses costaneres, on les representa fortament desplaçades per tot un seguit de falles normals. En funció de les meves observacions, l'existència d'una superfície d'erosió que hagués afectat la totalitat de les fosses costaneres, és molt discutible, ja que no se n'observen les restes. En alguns llocs, el que SIMON (1982 i 1983b) interpreta com a superfície d'erosió són, novament, superfícies estructurals desenvolupades sobre calcàries subhoritzontals (moles) com als voltants d'Ares del Maestrat (FIG. 4.36-A) i les falles normals que desplacen aquests nivells són les que desplacen les isohipses sobre el seu mapa. En altres llocs no existeix cap mena de superfície plana que es pugui interpretar com una superfície d'erosió; això succeix als horsts que separen les fosses més pròximes la litoral: les Talaies d'Alcalà i la Serra d'Irta, entre les Coves de Vinromà i Peníscola (FIG. 5.9), on la majoria de les isohipses que indica Simón són en línies discontinues. En aquest darrer cas SIMON (com. pers., 1984) opina que la "penillanura fundamental" no s'ha conservat i ha estat totalment destruïda per l'erosió; opino que és poc raonable pensar que no s'hagi conservat cap resta d'una superfície d'erosió que se suposa que va acabar de formar-se cap al Pliocè mitjà.

Les fosses costaneres del Baix Maestrat són, com ja hem vist, la continuació meridional de la fossa del Baix Ebre. La falla del Baix Ebre --que limita aquesta fossa darrera-- se segueix, sense cap solució de continuïtat, fins al W de Sant Mateu, però encara es pot seguir més cap al S mitjançant diferents falles d'igual orientació que es troben a continuació fins al SW d'Atzeneta; aquesta alineació és la que SIMON GOMEZ i PEREZ CUEVA (1980) han anomenat esgraó morfològic de Tortosa-Onda, desenvolupat, segons aquests autors i segons SIMON GOMEZ (1982 i 1983b) posteriorment a la formació de la "penillanura fundamental".

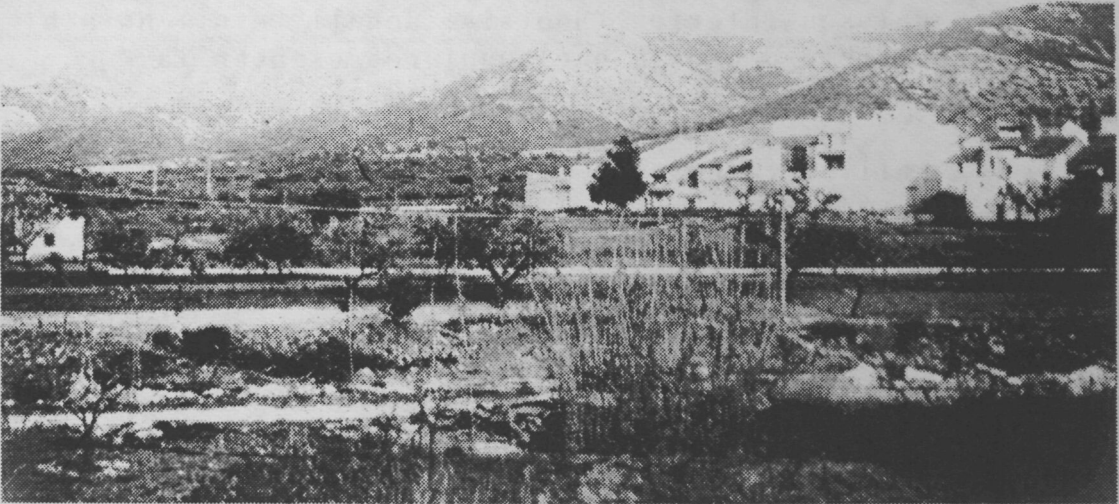


FIGURA 5.9:

Santa Magdalena de Polpís. Horst de la Serra d'Irta. Aspecte de la seva morfologia que no mostra la presència de restes de cap penepiana.

Per tant, caldria esperar a la fossa del Baix Ebre una evolució similar a la proposada pels autors tot just esmentats per les fosses del Baix Maestrat. Ni al bloc aixecat de la falla del Baix Ebre ni als horsts que en surten del seu interior (Montsià, Godall, etc.) no n'hi ha cap superfície d'erosió que pugui representar la "penillanura fundamental".

A tall de resum, pot dir-se que:

- a) No està demostrada l'existència d'una única superfície d'erosió generalitzada ("penillanura fundamental") que afecti la totalitat de la regió estudiada per SIMON(1982); ben al contrari, els estudis més específicament geomorfològics indiquen que, a l'oest de les fosses litorals, hi ha més d'una superfície d'erosió d'extensió important i d'edats diferents (PAILHE, 1984).
- b) Als horsts entre les fosses litorals del Baix Maestrat i del Baix Ebre no hi ha restes de cap peneplana.
- c) Una proporció important de les falles que suposa SIMON (1982 i 1983b) que afecten la "penillanura fundamental" desplacen isohipses discontinues --suposades i no basades en una superfície observada--. En altres casos (al flanc nord del "dom de Gúdar"-- la pendent atribuïda a la "penillanura fundamental" pot ser perfectament original, sense necessitat de deformacions posteriors.
- d) Conseqüentment, no es pot afirmar que tota la regió estudiada en aquest treball i altres àrees veïnes hagin estat arranades per una peneplana abans del Pliocè superior.
- e) Per tant, no hi ha cap superfície generalitzada que es pugui fer servir com a testimoni de les deformacions posteriors.
- f) Com a conseqüència no se'n pot deduir que el relleu actual s'hagi format totalment i de nou a partir del Pliocè superior.

5.8: RECAPITULACIO SOBRE LES MACROSTRUCTURES DISTENSIVES.

Dins la regió estudiada, les macrostructures formades durant la distensió neògena i la seva distribució areal, permeten distingir dues zones en bona part separades en l'espai i caracteritzades per uns tipus i unes escales de deformació clarament diferenciades. Aquestes dues zones són:

1) Tota la zona costanera, que comprèn les fosses del Vallès-Penedès, del Camp, del Baix Ebre-Baix Maestrat i petites fosses adjacents, caracteritzada per:

a) La formació de grans fosses d'escala pluriquilomètrica, limitades per falles normals orientades NE-SW --majoritàriament-- de salt vertical entre 1 i 3 Km.

b) Aquestes grans falles de sòcol reaprofiten els plans de les falles direccionals sinistres que van actuar durant la compressió paleògena; les fosses neògenes se sobreimposen a les macrostructures compressives.

c) Aquestes fosses han donat lloc a conques que s'han reblert de materials neògens en potències comparables als salts verticals de les falles que les limiten.

d) Les falles que limiten les fosses tenen una extensió lateral de diverses desenes de quilòmetres i afecten el sòcol hercinià conjuntament amb la cobertora mesozoica.

2) L'"Area Meridional", caracteritzada per:

a) Presència d'una fracturació per falles normals, d'escala hectomètrica a quilomètrica, orientades en dues famílies dominants (NW-SE i NE-SW) i amb salts verticals de desenes a --com a màxim-- algunes centenes de metres.

b) Moltes d'aquestes falles, abans d'actuar com a falles normals ho van fer com a direccionals, tal com es dedueix de la superposició d'estries dels dos moviments sobre els mateixos plans de falla.

c) El sòcol paleozoic no hi aflora i aquestes falles

només s'observen a la cobertora mesozoica.

d) Les cubetes neògenes que s'hi van desenvolupar no tenen unes vores clarament limitades per falles, sovint els seus límits venen donats per la discordança dels materials neògens sobre el substrat mesozoic; malgrat això, la seva formació i el seu desenvolupament estan clarament relacionats amb l'extensió produïda en la cobertora mesozoica com a conseqüència del joc de les falles normals.

A les fosses i horsts del Baix Maestrat es produeix una superposició dels dos tipus de falles, de manera que, als horsts que separen les fosses, també s'observen les falles d'escala hectomètrica a quilomètrica que afecten la cobertora mesozoica de l'àrea meridional ***.

5.9: RECAPITULACIO SOBRE LES EDATS DE FORMACIO I DESENVOLUPAMENT DE LES FOSSES I DEPRESSIONS NEOGENES.

Les edats dels materials més antics que rebleixen la majoria de les fosses i cubetes neògenes de l'àrea estudiada són, com hem vist, del Miocè inferior. A la fossa del Vallès-Penedès (CABRERA, 1981 i ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983) a partir del Burdigalià se sedimenten grans potències de materials d'una manera generalitzada. A les cubetes de Rubielos de Mora (ANADON, 1983) i de Ribesalbes (ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983) els sediments més antics corresponen a l'Aragonià inferior. A les fosses litorals del Baix Maestrat, les poques dades existents apunten cap a una edat miocena inferior (ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983).

Fora ja de l'àrea estudiada, els nombrosos treballs sobre el contingut paleontològic dels materials que rebleixen la fossa de Terol --sintetitzats a ANADON (1983)-- indiquen una edat de l'Aragonià inferior pels materials més antics.

A les fosses del Vallès-Penedès i del Camp es poden diferenciar clarament dos cicles sedimentaris, un d'inferior

d'edat miocena i un altre de superior d'edat fonamentalment pliocena --sense que es pugui excloure que contingui, també, materials d'edat miocena superior-- (CABRERA, 1979, GALLART, 1981 i ANADON, CABRERA, CALVET et al., 1983). Els materials del cicle superior es disposen sobre un paleorelleu.

A la fossa del Baix Ebre i del Baix Maestrat també es pot fer una separació entre els materials miocens i els plioquaternaris; en aquest cas, però, l'edat d'aquests dos conjunts de materials resta força més indefinida que en el cas anterior.

A la cubeta de Rubielos de Mora i àrees adjacents, pot distingir-se una unitat d'edat aragoniana sobre la què es disposa una altra a la que se suposa una edat turoliana-vilaniana. La darrera unitat es disposa discordantment i d'una manera expansiva, i fossilitza moltes de les macrostructures extensives.

A les fosses litorals del Baix Maestrat no hi ha evidències clares de que s'hagi format una peneplana anteriorment al Pliocè superior, com ha postulat SIMON (1982 i 1983b). Així, doncs, la presència de materials neògens i quaternaris acumulats a les mateixes cubetes, sembla indicar que els grans trets del relleu actual ja es van establir al Miocè.

6.

MESOSTRUCTURES

6.1: TREBALLS ANTERIORS

Dins aquest capítol faré un resum dels treballs que han tingut en compte les mesostructures fràgils i n'han estudiat l'orientació, calculat l'orientació dels eixos d'esforç o de deformació que se'n dedueixen i han donat indicacions sobre les seves relacions temporals. En diversos treballs els autors relacionen les mesostructures observades i els eixos d'esforç o de deformació deduïts amb macrostructures existents a l'àrea estudiada; en aquests casos faré referència a aquestes relacions suposades pels autors dels treballs.

6.1.1: SERRALADA IBERICA.

ALVARO (1975) a l'àrea de Sigüenza i CAPOTE (1982) al nordoest de la branca castellana de la serralada dedueixen --principalment a partir de l'estudi dels estilòlits-- tres direccions d'escurçament que s'han succeït en el temps:

1) Z=NW-SE, que relacionen amb una compressió d'igual orientació que hauria estat responsable de la formació de plects NE-SW, principalment a prop del Sistema Central. Li atribueixen una edat intraeocena.

2) Z=NE-SW, que relacionen amb una compressió amb la mateixa

orientació que hauria estat la causa de les estructures longitudinals ibèriques (NW-SE). Li atribueixen una edat intraoligocena.

3) Z=ENE-WSW i Z=NW-SE, sincròniques amb la formació de les macrostructures de la Sierra de Altomira (NNW-SSE) i de plecs NE-SW a la zona de contacte amb el Sistema Central, respectivament. En ambdós casos els atribueixen una edat Miocena inferior, anterior a l'Aragonià.

Cal remarcar el fet que meso i macrostructures que indiquen una direcció de compressió NW-SE s'han format en diversos moments, principalment a prop del Sistema Central.

Les dades del treball d'ALVARO et al. (1979) han estat preses en materials mesozoics, i les edats suposades es basen en la atribució a les diferents unitats definides al terciari de la "Depresión Intermedia" (Cuenca) per DIAZ MOLINA (1974) i, suposo que també, DIAZ MOLINA i LOPEZ MARTINEZ (1979).

Recapitulacions posteriors (CAPOTE i DE VICENTE, com. pers. 1987) apunten cap a una certa sincronia en la formació de les superfícies estilolítiques que indiquen les direccions d'escurçament.

Posteriorment s'hauria produït la distensió, en la què distingeixen dues fases, la primera amb la formació de falles NW-SE i la segona que formaria falles NNE-SSW. Basant-se en VIALARD (1973) suposen a la primera una edat anterior al Vindobonià superior i a la segona entre el Miocè terminal i el Pliocè superior. No donen dades mesoestructurals que permetin distingir aquestes dues fases a aquesta escala.

Altres autors, a les memòries de diversos fulls 1:50.000 del sector valencià de la serralada, al sud de la Zona d'Enllaç, (GONZALEZ LODEIRO, fulls 613, 638 i 639 i APALATEGUI ISASA, full 612), observen mesoestructures que indiquen dues direccions d'escurçament, en l'ordre següent:

1) Z=ENE-WSW a E-W, que suposen sincrònica amb la formació de plecs N 150 E.

2) Z=NW-SE a NNW-SSE, que suposen sincrònica amb la formació

de plecs N 080 E.

No hi donen cap referència respecte a l'edat d'aquestes estructures.

6.1.2: Serralada Costanera Catalana.

A partir de diversos treballs (GUIMERA, 1978; GUIMERA i SANTANACH, 1979; JULIA i SANTANACH, 1980; GUIMERA, 1983a, AMIGO, 1983 i 1986) i FONTBOTE, GUIMERA i SANTANACH (1985), pot establir-se, al sector central de la Serralada, la següent evolució a partir de les mesostructures fràgils:

1) Camp d'esforços amb σ_1 =NNW-SSE i σ_3 =ENE-WSW, ambdós horitzontals. Actuaria exclusivament durant el Paleogen, ja que no s'ha pogut deduir als materials neògens.

2) Camp d'esforços amb σ_1 =NE-SW a NNE-SSW i σ_3 =NW-SE a WNW-ESE, ambdós horitzontals. Actuaria posteriorment a l'anterior, possiblement a partir del Paleogen superior, i ho faria amb seguretat durant el Neògen, ja que es pot deduir a partir de les mesostructures que afecten materials miocens i pliocens de la fossa del Vallès-Penedès. De tota manera, la importància de la deformació produïda als materials mesozoics (sobretot al massís de Garraf) és molt més important que la produïda als materials neogens.

3) Camp d'esforços amb σ_1 vertical, σ_2 =NE-SW i σ_3 =NW-SE. Es dedueix, també, a partir dels materials neògens de la fossa del Vallès-Penedès.

Els dos darrers camps d'esforços, doncs, o bé s'haurien alternat en el temps durant el Neògen o bé s'haurien produït simultàniament però en llocs diferents, o, probablement, les dues coses.

6.1.3: Zona d'Enllaç i àrees adjacents.

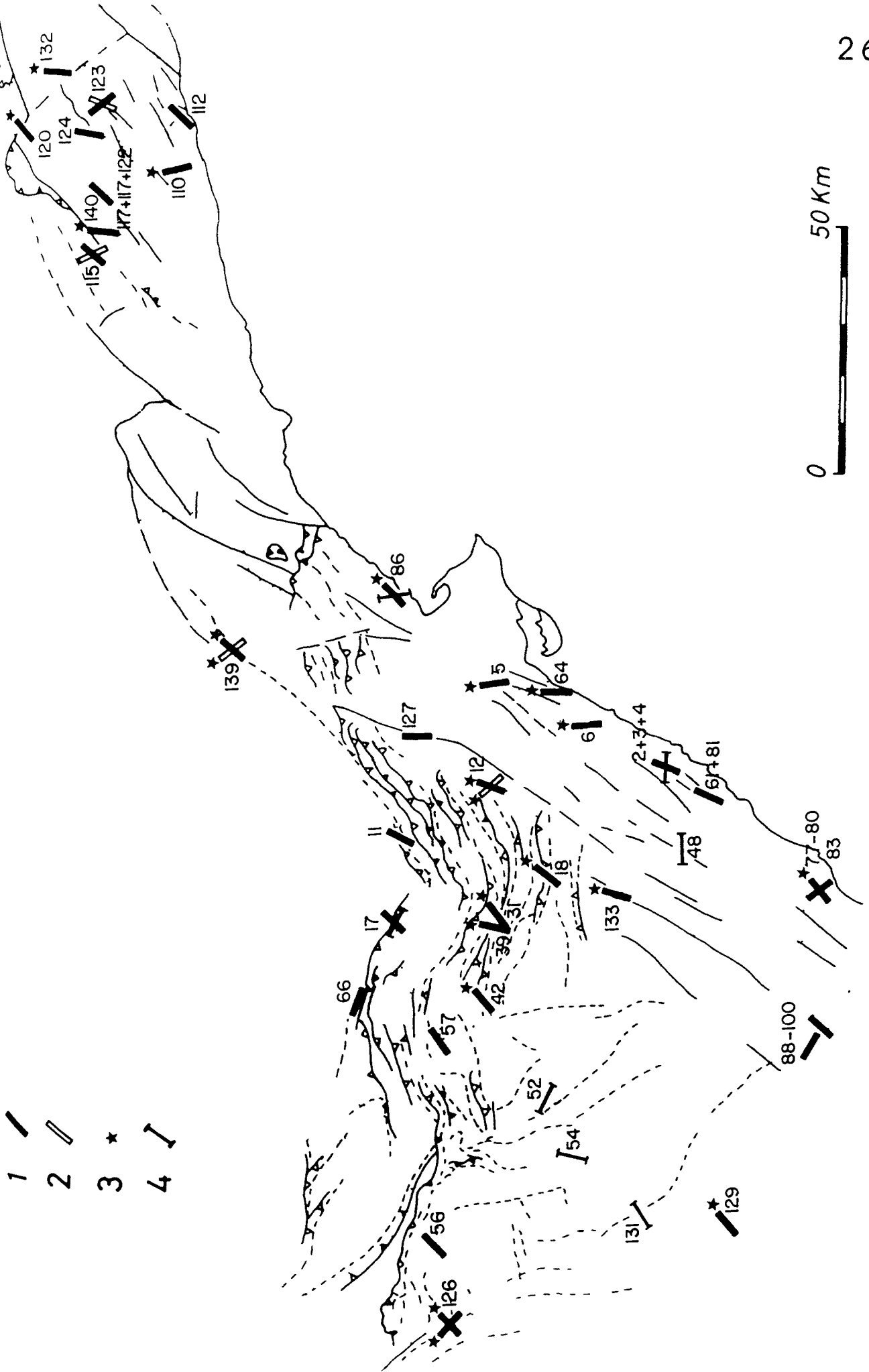
El treball més important realitzat (SIMON, 1982) comprèn la part meridional de la Zona d'Enllaç --al sud del feix frontal-- i s'estén fins a la Serra d'Espadà. A partir de l'estudi de les mesostructures fràgils, aquest autor establí la successió d'esdeveniments que segueix:

1) Compressió ESE-WNW (C_1); li atribueix una edat que se

FIGURA 6.1:

Mapa de les orientacions de σ_1 dels tensors deduïts en què aquest eix principal d'esforços es diposa horitzontalment.

1: Orientació de σ_1 de la solució dominant. 2: Orientació de σ_1 de la solució minoritària. 3: Indica les orientacions de σ_1 obtingudes exclusivament per mètodes estereogràfics senzills. 4: Direcció d'escurçament (Z) obtinguda exclusivament a partir d'estil·lits i/o d'esquerdes de tensió.



situaria al voltant del trànsit Eocè-Oligocè.

2) Compressió NE-SW (C_2); li atribueix una edat de l'Estampià superior.

3) Compressió SSE-NNW a SSW-NNE (C_3); li atribueix una edat del Burdigalià-Vindobonià inferior.

4) Distensió amb direcció principal d'extensió ESE-WNW (D_1); li atribueix una edat vindoboniana.

5) Distensió amb una extensió similar en totes les direccions horitzontals --distensió radial-- (D_2); el seu impuls principal hauria tingut lloc a començaments del Pliocè superior.

A la regió estudiada per aquest autor hi ha molt poques macrostructures compressives, pràcticament només alguns plecs NW-SE que suposa sincrònics de C_2 . SIMON (1982) relaciona C_1 amb la compressió que formaria els plecs NE-SW que es troben als sectors més occidentals de la Serralada Ibèrica --plecs transversos--, C_2 amb la compressió que formaria les macrostructures dominants de la Serralada Ibèrica --NW-SE-- i C_3 la amb compressió responsable de la formació dels encavalcaments i plecs del nord de la Zona d'Enllaç.

Les edats que atribueix a C_1 i C_2 són en funció de les edats suposades a les macrostructures amb les quals les relaciona, ja que només les ha deduïdes a partir de materials mesozoics, i no afecten els materials neogens. L'edat de C_3 la dedueix en funció de què suposa una edat clarament miocena inferior als encavalcaments del nord de la Zona d'Enllaç --suposició errònia, com ja hem vist al capítol 4.2-- i a la suposada presència de mesostructures compressives (plecs mètrics i falles direccionals) als materials miocens de la cubeta de Ribesalbes, qüestió sobre la què he tractat al capítol 5; en un treball posterior (SIMON, 1983) troba estilòlits i falles direccionals que indiquen una direcció d'escurçament que varia de NNW-SSE a NNE-SSW a diverses estacions fetes en materials d'edat miocena inferior (ageniana o aragoniana) de la fossa de Terol.

Respecte a les fases distensives (D_1 i D_2), val a dir

que, a partir de les mesostructures que aporta --tal com discutiré amb més extensió més avant--, no es poden diferenciar dues fases.

6.2: CONCLUSIONS DE LES OBSERVACIONS MESOSTRUCTURALS PROPIES FETES A L'AREA ESTUDIADA.

Tal com exposo a l'Apèndix I, les observacions mesoestructurals fetes a la regió estudiada es poden resumir en els punts següents (FIG. 6.1 i 6.2):

a) A cap estació es poden deduir amb seguretat tres camps d'esforços diferents amb σ_1 horitzontal.

b) Hi ha diverses estacions repartides per tota la regió en què se'n poden deduir dos, amb σ_3 també horitzontal. En la major part d'aquestes estacions, un d'aquests camps d'esforços es dedueix a partir d'un nombre de dades molt superior que a l'altre, del què, en molts casos, només se'n poden trobar indicis a partir de molt poques dades.

c) Dels 46 camps d'esforços amb σ_1 horitzontal deduïts a partir de 6 o més dades es diferencien dos màxims principals d'orientacions de σ_1 (FIG. 6.3-A):

1) la majoria (29) es troben compresos entre N 000 E i N 070 E, dins d'aquests l'interval entre 040 i 050 en conté 11.

2) un segon grup, amb 13 dades, comprén direccions entre N 110 E i N 170 E.

Els σ_1 de les 4 solucions que resten s'orienten aproximadament E-W.

d) A 24 estacions s'obtenen també camps d'esforços amb σ_1 vertical (FIG. 6.4-D). En aquestes solucions l'orientació majoritària de l'eix σ_3 és al voltant de NW-SE, però en alguns casos és NE-SW o aproximadament N-S.

FIGURA 6.2:

Mapa de les orientacions de σ_3 dels tensors amb σ_1 vertical i la seva relació amb l'orientació de σ_1 dels tensors dominants que tenen aquest eix horitzontal, a les estacions on s'ha deduït tots dos tensors.

1: Orientació de σ_1 de la solució dominant que el té horitzontal. 2: Orientació de σ_3 horitzontal de les solucions amb σ_1 vertical. 3: Estacions on les solucions amb σ_1 vertical tenen σ_2 aproximadament igual en valor relatiu a σ_3 .

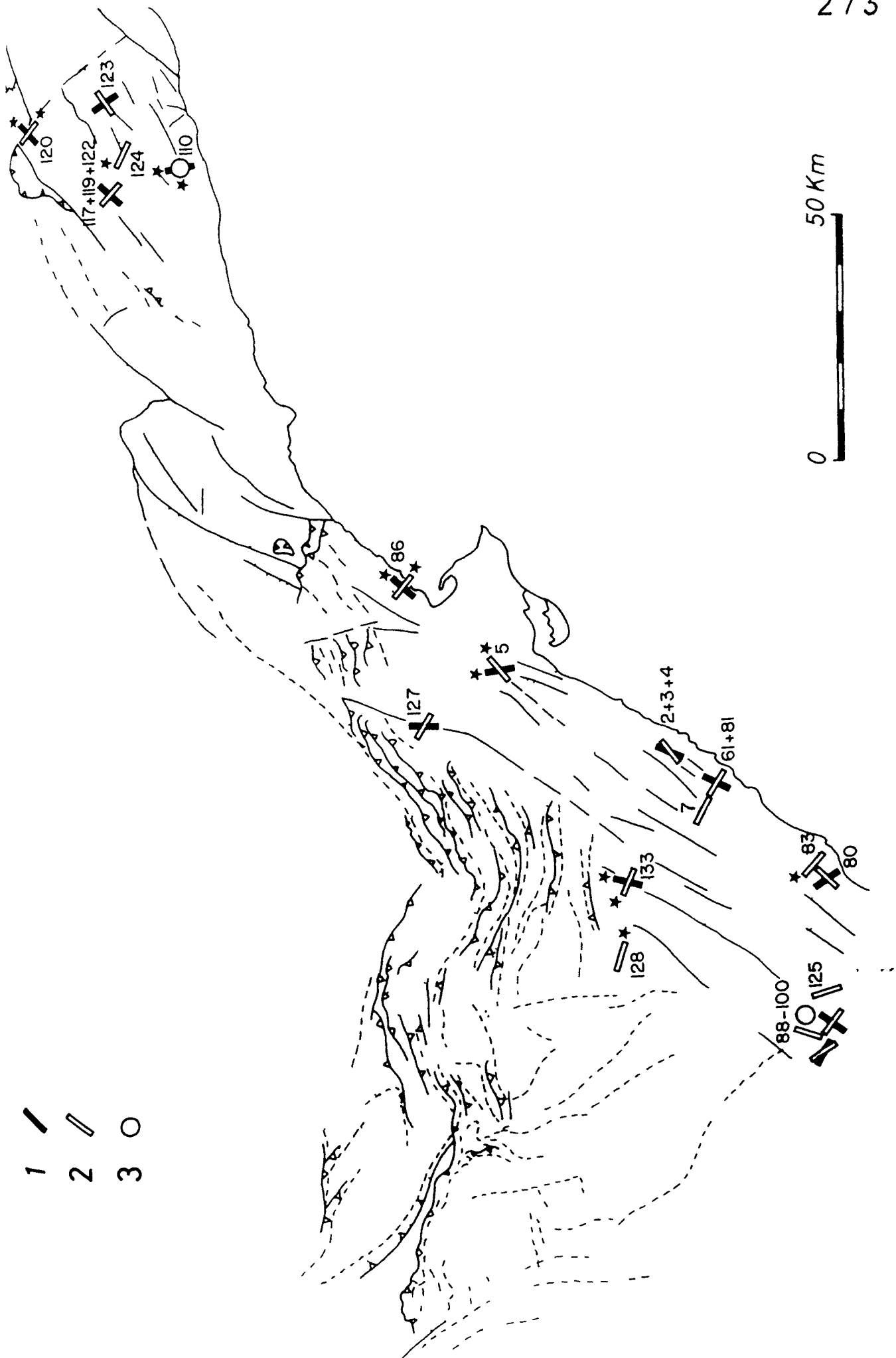
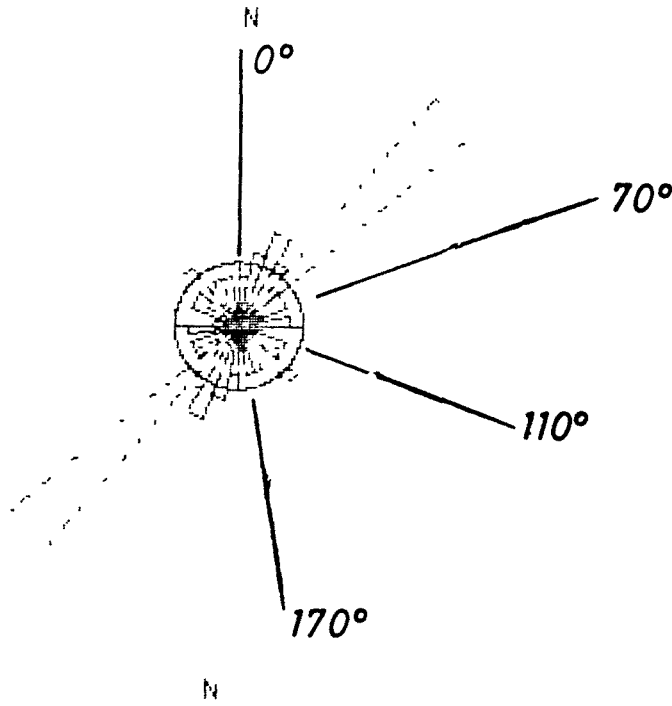


FIGURA 6.3:

Resum de les orientacions de σ_1 en les solucions en què aquest eix és horitzontal, deduït a partir de 6 o més dades. A: totes les estacions; B: a la Serralada Costanera Catalana; C: a les àrees plegades; D: a les Fosses Costaneres i D: a l'Àrea Meridional.

Els diagrames en rosa dels vents han estat fets amb el programa ORIENT cedit pel Professor Henry Charlesworth (Dep. of Geology, Univ. of Alberta, Canadà).



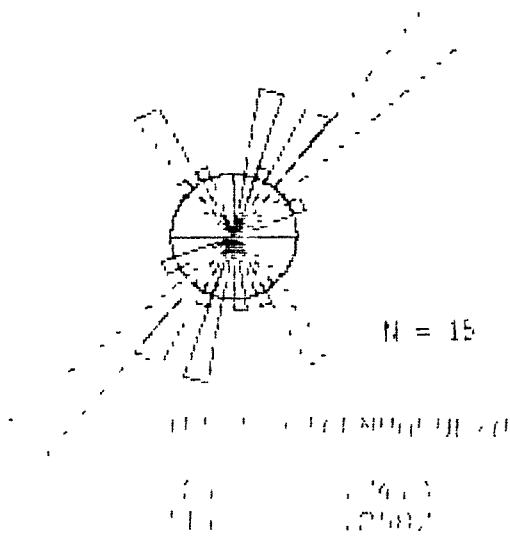
(A)

N = 46

TREND EIGENWERTEN

35.6	.6599
125.6	.2401

(B)

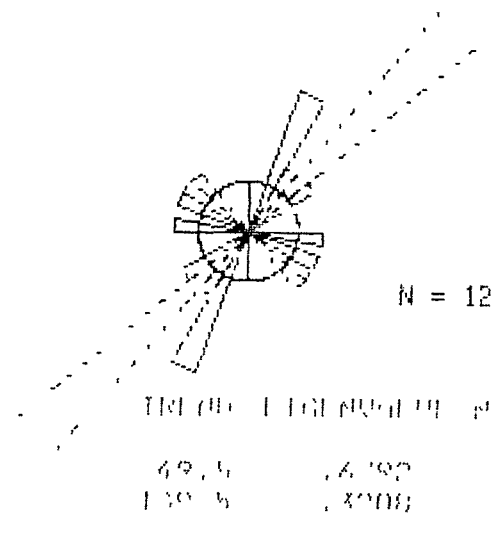


N = 15

TREND EIGENWERTEN

7.1	.7913
11.1	.2087

(C)

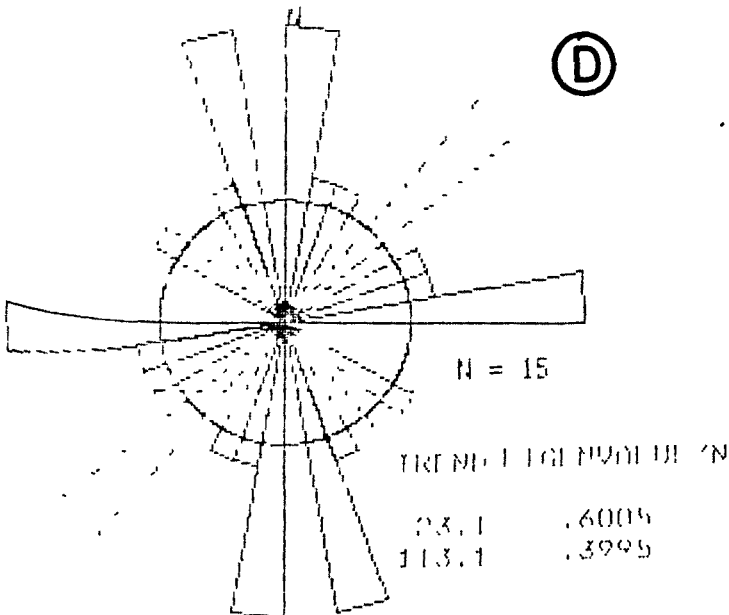


N = 12

TREND EIGENWERTEN

49.5	.6182
130.5	.3818

(D)

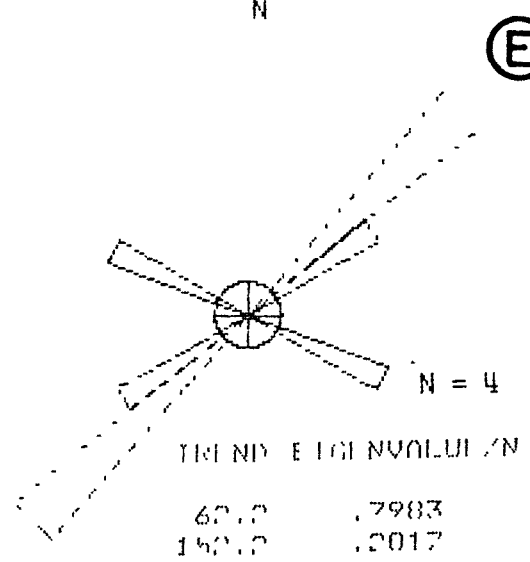


N = 15

TREND EIGENWERTEN

23.1	.6005
113.1	.3995

(E)



N = 4

TREND EIGENWERTEN

62.0	.7983
152.0	.2017

e) A diverses d'aquestes estacions pot observar-se que, sobre el mateix pla de falla o sobre falles d'orientació similar, hi ha estries que indiquen un moviment normal dominant amb components direccionals oposats (dextres i sinistres). Amb el mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) s'obtenen, en aquestes i d'altres estacions, solucions en què s'intercanvien les posicions de σ_2 i σ_3 ; quan σ_3 s'orienta NE-SW, els valors de R solen ser pròxims a 0, mentre que quan ho fa en la direcció NW-SE els valors de R varien de pròxims a 1 ($\sigma_1 \approx \sigma_2$) a pròxims a 0 ($\sigma_2 \approx \sigma_3$). No hi ha cap criteri camp que permeti separar en dos episodis diferenciats en el temps aquestes dues solucions obtingudes en una mateixa estació.

f) A la gran majoria de les estacions on coexisteixen camps d'esforços amb σ_1 horitzontal i vertical, l'orientació de l'eix σ_3 de tots dos camps coincideix aproximadament (FIGS. 6.2 i 6.4-B, C i E): NW-SE quan σ_1 horitzontal és NE-SW --a la majoria de les estacions-- i NE-SW en els casos --més minoritaris-- en què σ_1 s'orienta NW-SE.

g) Respecte a les edats relatives d'aquests camps d'esforços esmentats, cal fer les consideracions següents:

1) Els camps d'esforços deduïts que tenen σ_1 orientat NW-SE són, en els pocs casos en què he pogut observar al camp la relació entre les estructures a partir de les quals són deduïts, anteriors als que σ_1 s'orienta NE-SW.

2) Els camps d'esforços amb σ_1 vertical són posteriors als que tenen σ_1 horitzontal en la majoria dels casos en què ho he pogut observar. Hi ha, però, diversos casos en què això no és així:

— A les estacions 80 i 81 --fetes en materials mesozoics-- s'observa que les falles direccionals incloses en les solucions que indiquen un camp d'esforços amb σ_1 horitzontal són --a partir de la superposició d'estries-- posteriors a les normals incloses en les solucions amb σ_1 vertical. A l'estació 80 l'eix σ_1 horitzontal s'orienta NW-SE i l'eix σ_3 d'ambdues solucions NE-SW; a l'estació 81 l'eix σ_1 horitzontal s'orienta NNE-SSW i l'eix σ_3 de les dues solucions ho fa WNW-ESE.

— Les diverses estacions fetes als materials neògens de la fossa del Vallès-Penedès forneixen solucions amb σ_1 horitzontal (orientat NNE-SSW) i vertical, amb σ_3

orientat WNW-ESE en tots dos casos. A l'estació 120 el camp d'esforços amb σ_1 horitzontal és posterior al que el té vertical; a l'estació 140, s'obté una solució amb σ_1 horitzontal i aproximadament N-S que afecta materials pliocens.

— En cap cas no he observat als materials neògens de la fossa del Vallès-Penedès estructures que indiquin clarament un camp d'esforços amb σ_1 horitzontal i orientat NW-SE.

3) Es difícil conèixer amb seguretat l'edat de les mesostructures desenvolupades en materials mesozoics; la manca de dades en materials paleògens ho dificulta encara més. El fet de no haver deduït cap solució amb σ_1 horitzontal i orientat NW-SE indica que aquests camps d'esforços serien anteriors al neògen, tot i que cal remarcar el nombre reduït d'estacions en materials neògens i la seva localització gairebé exclusiva --excepte les estacions 63 i 125-- a la fossa del Vallès-Penedès. El cas de l'estació 80, on les estries incloses en solucions amb σ_1 NW-SE són posteriors a les estries incloses en solucions amb σ_1 vertical, podria indicar o a) hi hagué un procés de pas o d'intercanvi d'eixos d'una solució a l'altra, similarment al deduït a les estacions 61, 91 i 122 --en aquest cas podria pensar-se que que aquestes mesostructures es van formar durant el Neogen-- o b) que la solució amb σ_1 NW-SE pot ser paleògena, cosa que portaria a suposar que les estries normals anteriors podrien correspondre a una distensió anterior, presumiblement mesozoica.

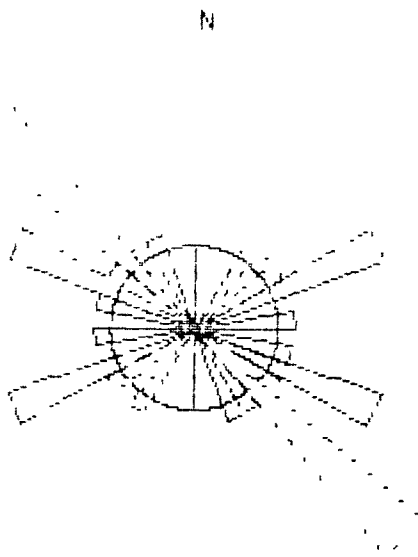
6.3: COMPARACIO ENTRE LES DADES PROPIES I LES DE SIMON (1982): DISCUSIO.

Les diferències més grans i més evidents entre les meves observacions i interpretacions i les d'altres autors tenen lloc amb els treballs de Simón; aquestes diferències són més importants pel fet que, en part, les dades s'han pres a la mateixa regió i, en alguns casos, les estacions s'han fet exactament al mateix lloc.

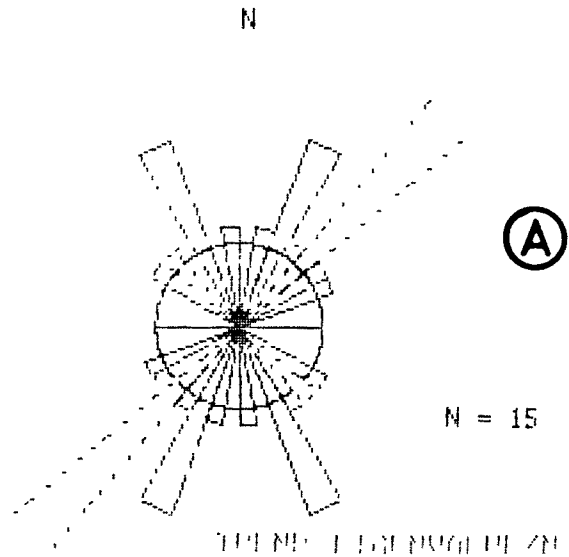
FIGURA 6.4:

Relació entre l'orientació de σ_3 en les solucions majoritàries --en cada estació-- amb σ_1 horitzontal i l'orientació de σ_3 de les solucions amb σ_1 vertical de la mateixa estació.

A: orientacions de σ_1 horitzontal dominant a les estacions que també tenen solucions amb σ_1 vertical i **B:** orientacions de σ_3 corresponent. **C:** Orientacions de σ_3 en les solucions amb σ_1 vertical en les estacions que també tenen solucions amb σ_1 horitzontal. **D:** Orientacions de σ_3 en les solucions amb σ_1 vertical, per totes les estacions que en tenen. **E:** Histograma que resumeix els angles que fan, en una mateixa estació, els eixos σ_3 de la solució dominant amb σ_1 horitzontal i de la solució amb σ_1 vertical. Cal remarcar que en 9 de les 15 estacions aquest angle és igual o inferior a 80° .



(B)



(A)

N = 15

MEAN DIRECTION

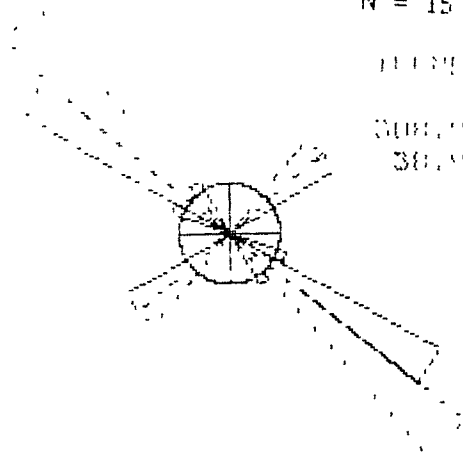
319.5 30.79
40.5 20.79

N

N = 15

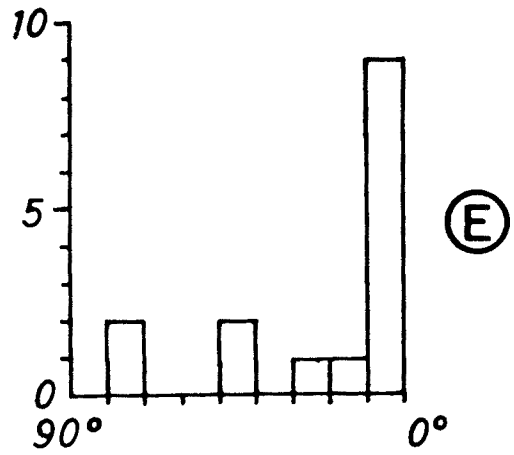
MEAN DIRECTION

308.7 31.41
38.7 20.79

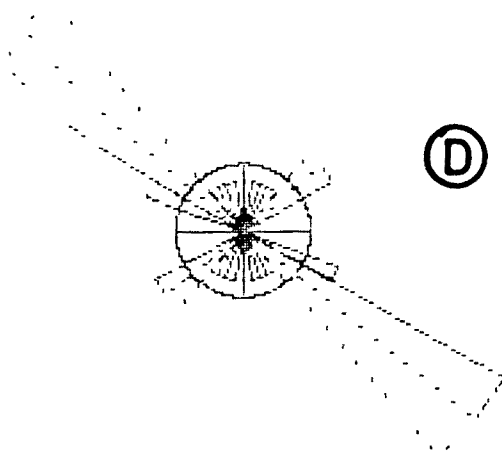


(C)

N



(E)



(D)

N = 24

MEAN DIRECTION

319.5 20.11
40.5 20.89

Si comparem el total de solucions amb σ_1 horitzontal obtingudes a la totalitat de les meves estacions --46 solucions deduïdes cadascuna a partir d'un mínim de 6 dades-- amb les obtingudes per SIMON (1982) --94 solucions, sense que en molts casos es pugui saber quin és el nombre de dades que s'ha usat per definir-les--, podem veure (FIG. 6.5):

— En tots dos casos es troben solucions amb σ_1 orientat en qualsevol direcció.

— A partir de les dades de SIMON (1982) es diferencien tres màxims d'orientació de σ_1 , segons les direccions NNW-SSE, NE-SW i WNW-ESE, el darrer per sota de la mitjana. A partir de les meves dades se'n diferencien dos, orientats NE-SW i NW-SE; el darrer només supera la mitjana en un interval. En tots dos casos apareix el màxim NE-SW; els altres màxims no coincideixen, ans al contrari els màxims d'un diagrama coincideixen amb els mínims de l'altre. Aquestes diferències es redueixen eliminant de les meves dades les que corresponen a la Serralada Costanera Catalana, que queda fora de l'àrea estudiada per SIMON (1982); la diferència més gran continua sent el màxim NNW-SSE, molt important segons les dades d'aquest autor.

— Segons les dades i les interpretacions de SIMON (1982), el camp de variació en les orientacions del eixos σ_1 de les tres "fases" és el següent:

+ C_1 : N 80-140 E

+ C_2 : N 10-70 E

+ C_3 : N 130-40 E

Hí ha, doncs, un cert camp de superposició entre C_3 i C_2 (N 10-40 E) i entre C_3 i C_1 (N 130-140 E). Aquesta superposició no es produeix a partir de les estacions en què SIMON (1982) ha diferenciat les parelles de solucions esmentades FIG. 6.5-F i G), sinó a partir d'aquelles en què només ha diferenciat una única solució o dues que no fossin simultàniament C_3 i C_2 o C_3 i C_1 , respectivament; això posa de manifest la incertesa de les atribucions de les "direccions de compressió" deduïdes a una "fase" concreta en funció de la seva orientació.

- Desglossant les "direccions de compressió" obtingudes per SIMON (1982) segons si les dedueix a partir de falles (FIG. 6.5-B) o d'estilòlits (FIG. 6.5-C), s'observen diferències

en les orientacions obtingudes.

A la FIG. 6.5-B he representat les "direccions de compressió" obtingudes a partir de les dades de SIMON (1982), tot aplicant-hi les restriccions que he fet servir a l'hora d'interpretar les meves dades, tal com explico a l'Apèndix I. Aquest diagrama 6.5-B és més semblant al 6.3-A --sobre tot pel màxim principal dins el quadrant NE-SW-- que no el diagrama 6.5-A. Aquestes 23 "direccions de compressió" es dedueixen a partir de 21 estacions, de manera que només en dues (estacions 78 i 85) es dedueixen dues "direccions de compressió", mentre que només se'n dedueix una a tota la resta (7, 8, 13, 22, 23, 26, 28, 36, 39, 45, 67, 70, 76, 82, 83, 84, 88, 90 i 92).

Comentaris sobre la presentació de les dades en SIMON (1982):

— De les falles direccionals i normal-direccionals, només en dóna la direcció de cada falla i el camp de variació de les famílies que separa; no en dóna ni el cabussament ni l'estria.

— De les falles normals, només en dóna el pol del pla, i no l'estria.

— Rarament diu de quina manera es troben esgraonades les esquerdes de tensió. En els casos en què en mostra en fotografies (ex. SIMON, 1982, fig. 6.15-B, pàg. 88), no tenen geometria lenticular, sinó que en secció apareixen molt allargades (diversos decímetres) en relació al seu gruix (pocs mil·límetres): és difícil assegurar que l'extensió perpendicularment al seu pla sigui l'únic mecanisme que les ha formades.

— Utilitza fractures en què no ha observat cap moviment paral·lelament al seu pla (diàclasis) per deduir l'orientació dels eixos de deformació. Sobretot ho fa per deduir solucions distensives que, en moltes estacions, no són deduïdes a partir de cap altra estructura (ex. SIMON, 1982, fig. 9.3: diversos diagrames, en alguns dels quals --estacions 75, 76, 78 i 79-- dedueix fins i tot dues "fases" distensives, a vegades amb orientacions coincidents --estació 79--).

FIGURA 6.5

Resum de les "direccions de compressió" deduïdes per SIMON (1982):

A: Direccions deduïdes a partir de qualsevol tipus d'estructura. C_1 , C_2 i C_3 marca el camp de variació de les "direccions de compressió" atribuïdes per SIMON (1982) a cadascuna de les fases; cal remarcar la superposició que es produeix entre C_1 i C_3 i, sobre tot, entre C_2 i C_3 .

B: Direccions de compressió deduïdes a partir de falles. En aquest cas he aplicat a les dades de SIMON (1982) les mateixes restriccions que he fet servir en la interpretació de les meves dades.

C: Direccions de compressió deduïdes exclusivament a partir de pics estilolítics.

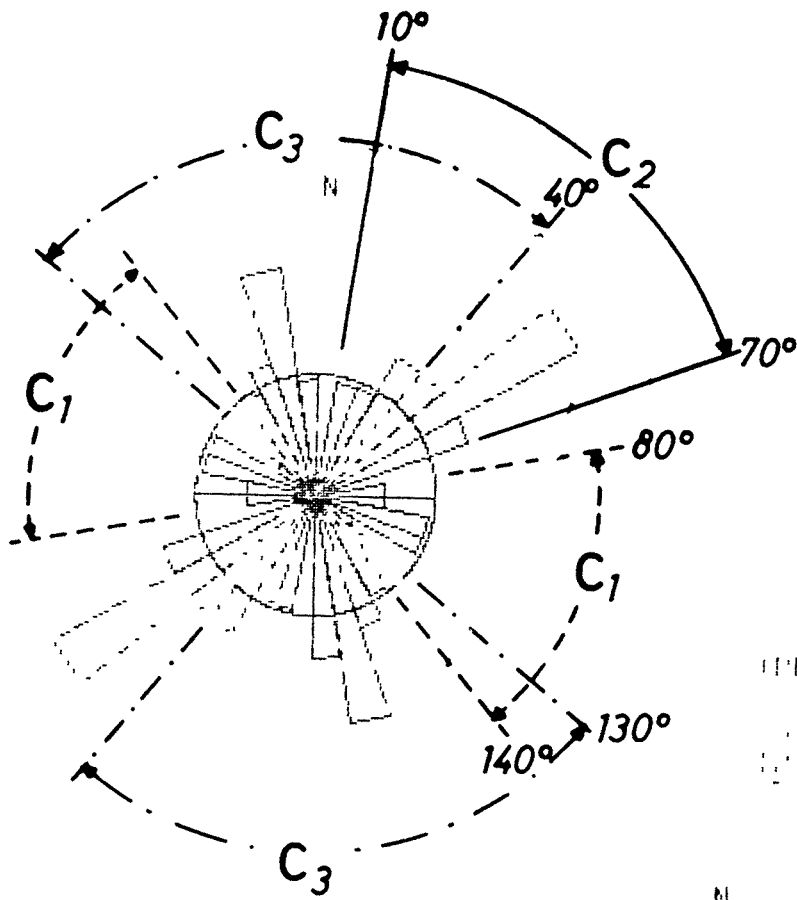
Resum de les direccions de compressió deduïdes per SIMON (1982) a les estacions on en dedueix més d'una simultàniament. Cal remarcar la no superposició entre les diverses direccions a cada diagrama, superposició que sí que es produeix amb la totalitat de les dades (diagrama A):

D: C_1 , C_2 i C_3 simultàniament.

E: C_1 i C_2 simultàniament.

F: C_1 i C_3 simultàniament.

G: C_2 i C_3 simultàniament.



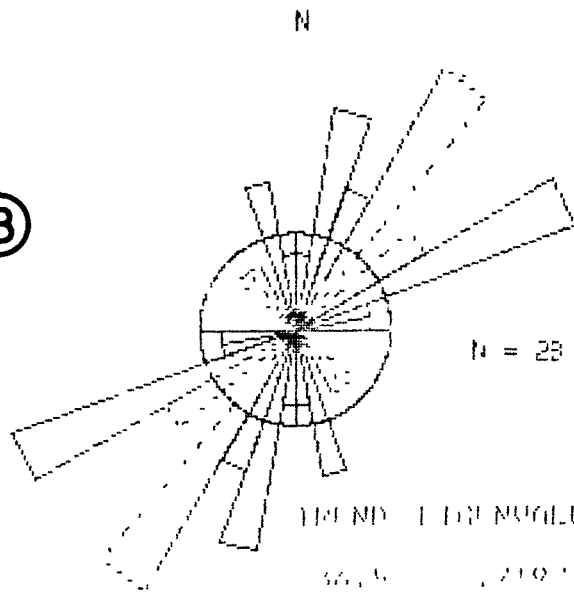
(A)

$N = 94$

TREND I TENDENZA (%)

33.3	.5279
123.3	.4420

(B)

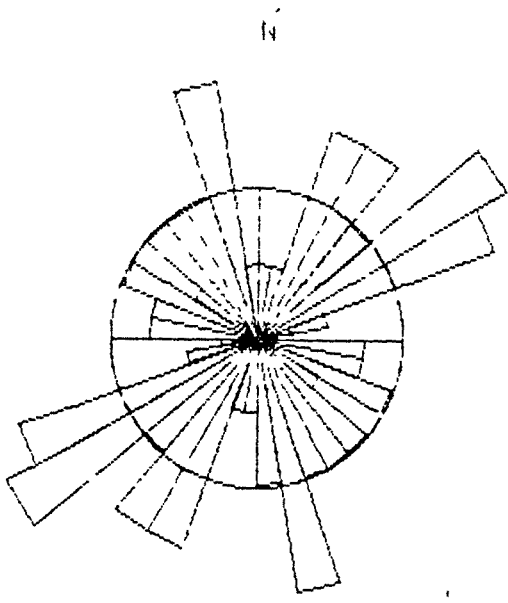


$N = 28$

TREND I TENDENZA (%)

36.3	.7107
123.3	.2903

(C)



$N = 73$

TREND I TENDENZA (%)

33.84	.5529
123.84	.4476

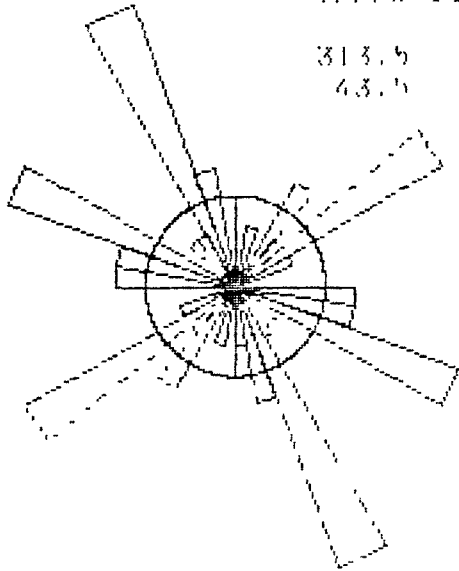
C1. C2. C3

(D)

N = 27

N
TRENID EIGENWALUE, N

313.5	.5614
43.5	.4386



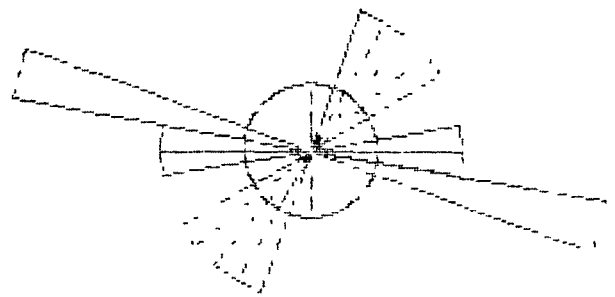
C1. C2

(E)

N = 8

N
TRENID EIGENWALUE

73.6	.1728
163.6	.8272



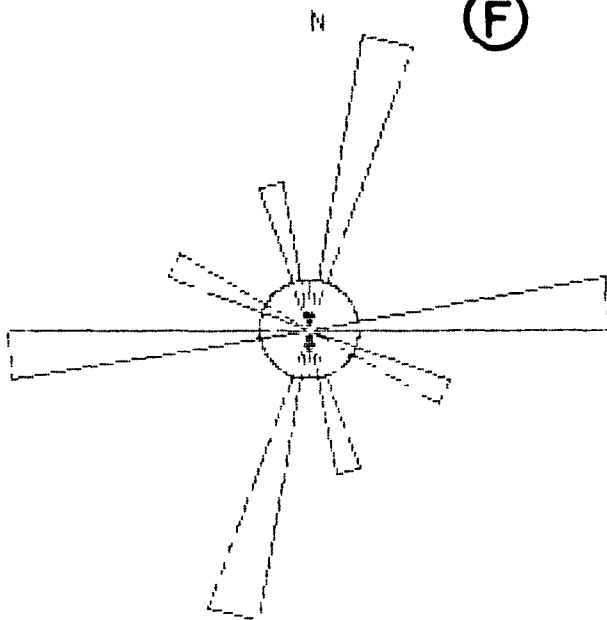
C1. C2

(F)

N = 6

TRENID EIGENWALUE

250.0	.5000
250.0	.5000



C2. C3

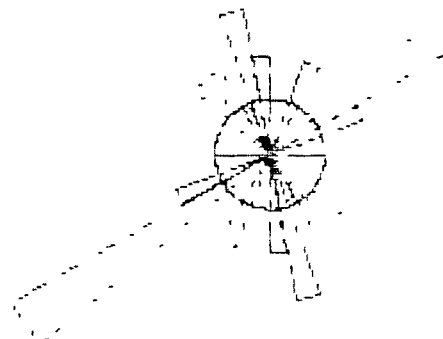
(G)

N

N = 20

TRENID EIGENWALUE

13.5	.675
40.5	.325



— Respecte als estilòlits, rarament diu l'angle que fan els pics amb els plans estilolitics.

Estacions amb tres compressions:

- De les 93 estacions descrites per SIMON, a 9 dedueix tres direccions de compressió diferents.

- A 7 d'aquestes estacions estacions, les tres solucions les dedueix principalment a partir d'estilòlits, ja que en troba tres màxims; a dues estacions (23 i 60) dos d'aquests màxims no són, en la meua opinió, prou diferenciats, ja que no hi ha solució de continuïtat entre ells. A l'estació 45, els tres màxims no són subhoritzontals (la seva inclinació mitjana és de 30° a 40°) i n'hi ha que arriben a tenir una inclinació de 60° .

- A 7 de les 9 estacions també hi troba falles direccionals:

+ 22: 5 dextres i sinistres conjugades en què, pel mètode del diedre mínim se'n dedueix $Z=E-W$, clarament diferent de les direccions d'escurçament obtingudes a partir dels dos màxims d'estilòlits. No hi ha cap estructura (ni estilòlit ni falla direccional) a partir de la què es dedueixi la compressió C_3 (N 170 E).

+ 23: 11 dextres i sinistres conjugades; pel mètode del diedre mínim $Z= N 020 E$. Dins d'aquest diedre inclou estilòlits de dos dels màxims --a partir dels quals dedueix C_2 i C_3 -- que jo opino que no són clarament diferenciats.

+ 36: 6 falles direccionals en 3 famílies.

+ 45: 9 falles en 2 famílies, dins d'una de les quals hi ha tots dos sentits de moviment. Les bisectrius dels diedres no coincideixen amb les direccions dels estilòlits.

+ 60: 5 falles en 3 famílies.

+ 78: 12 falles en 3 famílies; dins d'una de les famílies hi ha falles dextres i sinistres; dues de les famílies les dedueix a partir de dues falles que formen entre elles 25° i 40° en cada cas. Aquestes 12 falles les separa en dos sistemes de falles conjugades dels que dedueix C_2 i C_3 .

+ 82: 5 falles en 2 famílies conjugades que

indiquen una direcció d'escurçament N 065 E, aproximadament coincidents amb els estilòlits C² --bastant dispersos--.

- Així, doncs, en cap cas dedueix tres direccions de compressió exclusivament a partir de falles, sinó que només ho fa a partir d'estilòlits. Hi ha diversos casos de no coincidència entre les tres direccions d'estilòlits observats i els díedres compressius de les falles conjugades (estacions 22, 23(?), 45,); per tant, és incorrecte deduir tres direccions de compressió en una mateixa estació, unes a partir d'estilòlits i les altres a partir de falles --com fa SIMON (1982) a l'estació 78-- quan en d'altres estacions s'ha vist que no coincideixen les direccions de compressió obtingudes a partir de falles i d'estilòlits.

- Les relacions de successió temporal entre les tres direccions de compressió les estableix a partir dels estilòlits, però mai a partir dels tres màxims a una mateixa estació. Ho fa (SIMON, 1982, p. 61) relacionant les observacions de les estacions 59 (Puerto de Cuarto Pelado, situada a l'àrea amb plecs NW-SE a l'oest de Cantavieja) amb les de l'estació 2 (Cervera del Maestrat, a les fosses costaneres) que estan separades entre elles 70 Km i es troben en àrees amb unes macrostructures força diferents.

- Com a conclusió, només a quatre estacions (4, 18, 45, i 59) aporta SIMON (1982) tres màxims clarament diferenciats d'estilòlits subhoritzontals; d'aquestes quatre estacions, només en una ha observat una relació temporal entre dos màxims d'estilòlits: 1) N 020 E, que atribueix a la C₂ i 2) N 145 E, que atribueix a la C₃.

- En funció de les observacions ja esmentades abans de CAPOTE i DE VICENTE (com. pers. 1987) a diversos sectors de la Serralada Ibèrica i de les meves propies observacions (estació 002), es veu com, sovint, les famílies de plans estilolítics es tallen mútuament, cosa que es pot interpretar com que s'han succeït en el temps diverses vegades o que s'han format --a grans trets-- sincrònicament. Recentment DE VICENTE (en premsa) estudia les condicions en què es poden formar simultàniament famílies diferents de plans estilolítics --fent angles pròxims a 90°-- com a resultat d'un camp d'esforços que produeix una deformació tridimensional. Aquestes observacions afebleixen la suposició feta per SIMON (1982) que les diferents famílies

d'estilòlits es van formar successivament, seguint la mateixa seqüència a totes les estacions on han estat observades.

